

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ  
И ГЕОФИЗИКИ

---

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ  
СИБИРИЙН САЛБАРЫН  
ГЕОЛОГИЙН  
БА ГЕОФИЗИЙН ХУРЭЭЛЭН

---

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE USSR  
SIBERIAN BRANCH  
INSTITUTE OF GEOLOGY  
AND GEOPHYSICS

АКАДЕМИЯ НАУК МНР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ  
ГЕОЛОГИЙН  
ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE MPR  
GEOLOGICAL  
INSTITUTE



К.Б. КЕПЕЖИНСКАС, В.В. КЕПЕЖИНСКАС, Н.С. ЗАЙЦЕВ

МОНГОЛ ОРНЫ  
ЦАРЦДАСТ БУРХЭВЧИЙН  
КЕМБРИЙН ОМНОХ-КЕМБРИЙН  
УЕИЙН ЭВОЛЮЦИ ХОГЖИЛ

ХАМТАРСАН  
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН  
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ  
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Б у т э э л, ц у в р а л 44

---

Э Р Л Э Х З Ө В Л Ө Л:

*Н.С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн академич Б. Лувсанданзан,  
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова,  
ЗСБНХУ-ын сур-гишуун П.П. Тимофеев, О Төмөрготоо,  
академич А.Л. Яншин*

Х А Р И У Ц У Л А Г А Т А Й Э Р Х Л Э Г Ч  
академич А.Л. Яншин

1987

“НАУКА” ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР  
МОСКВА

К.Б. КЕПЕЖИНСКАС, В.В. КЕПЕЖИНСКАС, Н.С. ЗАЙЦЕВ

ЭВОЛЮЦИЯ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
МОНГОЛИИ  
В ДОКЕМБРИИ-КЕМБРИИ

СОВМЕСТНАЯ  
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 44

---

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*Н.С. Зайцев, академик АН МНР Б. Лувсанданзан,  
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова,  
член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев, О. Томуртогоо,  
академик А.Л. Яншин*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

*академик А.Л. Яншин*

1987

"НАУКА"

МОСКВА

K.8. KEPEZHINSKAS, V.V. KEPEZHINSKAS, N.S. ZAITSEV

EARTH'S CRUST EVOLUTION OF MONGOLIA  
IN THE PRECAMBRIAN—CAMBRIAN

THE JOINT  
SOVIET-MONGOLIAN  
SCIENTIFIC-RESEARCH  
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 44

Editorial board:

*N.S. Zaitsev*, academician of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandansan*,  
*V.A. Krascheninnikov*, *V.G. Gerbova*,  
corresponding-member of the USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev*,  
*O. Tomurtogoo*, academician *A.L. Yanshin*

Responsible editor

academician *A.L. Yanshin*

---

К е п е ж и н с к а с К.Б., К е п е ж и н с к а с В.В., З а й ц е в Н.С. **Эволюция земной коры Монголии в докембрии—кембрии.** М.: Наука, 1987 (Тр. Совмест. Сов-Монгол. геол. экспедиции; Вып. 44)

Впервые разработана классификация метаморфических формаций и модель структурно-метаморфической эволюции земной коры МНР в докембрии—кембрии. Особое внимание уделено взаимоотношениям формаций дорифейского фундамента с рифей-кембрийскими метаофиолитами. Показано, что офиолиты представляют реликты коры палеоокеанического типа, обдуриванной на континентальный фундамент. На основе сводки геохимических данных приводится сопоставление металов офиолитовой ассоциации МНР с эталонными комплексами мира и с вулканитами главных геотектонических обстановок океана. В предложенной модели эволюции литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса показано, что континентальная кора формировалась как за счет преобразования разновозрастной океанической, так и наращиванием ранней континентальной.

Ил. 36. Табл. 38 + Прилож. 2. Библиогр. 250 назв.

Рецензенты: *В.И. Коваленко*, *Г.Г. Лепезин*

---

К а з и м и р Б е р н а р д о в и ч К е п е ж и н с к а с,

В а л е н т и н а В а л е н т и н о в н а К е п е ж и н с к а с, Н и к о л а й С е р г е е в и ч З а й ц е в

**ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛИИ  
В ДОКЕМБРИИ—КЕМБРИИ**

*Труды, вып. 44*

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

Редактор *Е.В. Десяткин*. Редактор издательства *Н.А. Рагозина*  
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*

Технические редакторы *В.В. Лебедева*, *Н.А. Торгашова*. Корректор *И.Г. Мартынова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатющих автоматах

ИБ № 35449

Подписано к печати 25.12.86. Т—25404. Формат 70 X 100 1/16  
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печл. 13,7. Усл.кр.-отт. 14,0. Уч.-изд.л. 17,7. Тираж 600 экз.  
Тип.зак. 1022. Цена 2 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия. 12

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема геологии докембрия давно привлекает внимание исследователей, поскольку с этим наиболее длительным отрезком истории Земли связано образование практически всего объема ее коры. В последние годы интерес к этим вопросам еще более возрос в связи с установлением новых зависимостей между метаморфогенными полезными ископаемыми и докембрийскими структурно-вещественными комплексами, с одной стороны, и проникновением идей новой глобальной тектоники в расшифровку структур докембрия — с другой.

Монголия, расположенная в срединной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, представляет собой регион с широким развитием структур, сложенных древними комплексами, неоднократно подвергавшимися переработке в последующие геологические эпохи. Представления исследователей о происхождении и структуре этих комплексов противоречивы, а степень изученности их еще явно недостаточна. Поэтому комплексный подход к решению вопроса о происхождении Центрально-Азиатского складчатого пояса является весьма актуальным. Несомненно также, что понять его более или менее правильно можно лишь через выявление взаимоотношений формаций фундамента и последующих геосинклинальных (океанических) формаций разных стадий развития.

Решение указанной проблемы представляет большой теоретический интерес, далеко выходящий за региональные рамки, поскольку Центрально-Азиатский пояс является частью глобальной структуры, отражая общую эволюцию земной коры.

В работе сделана попытка подойти к решению этой проблемы на основе оригинальных данных, полученных авторами при изучении докембрийских образований в пределах Монголии, с привлечением материалов по другим складчатым областям, а также на основе сравнительного анализа этих данных с вещественным составом океанических формаций различных геотектонических обстановок.

Этот сравнительный анализ выявил некоторые сходные тенденции развития литосферы на разных возрастных уровнях, что фиксируется, в частности, в образовании и эволюции коры океанического типа. В то же время каждый этап развития обладает рядом характерных признаков, связанных с изменением теплового режима и состава верхней мантии.

В Монголии обосновывается выделение в докембрии—кембрии пяти структурно-вещественных комплексов. Три слагают дорифейский сиалический фундамент, а два связаны с растяжением и наращиванием этого основания и формированием различных типов коры, в том числе и океанической, в различных структурных обстановках. Образование каждого из вещественных комплексов завершалось складчатостью, метаморфизмом и внедрением гранитоидов. История формирования региона, по крайней мере с рифея, в известной мере согласуется с модельными представлениями тектоники плит.

В книге обобщены оригинальные и литературные данные по химическому составу вулканитов, по типам осадков и другим характеристикам различных геотектонических обстановок, а также метазффузивам и ассоциирующим с ними вулканогенно-осадочным комплексам древних офиолитовых формаций континентов. На этой основе рассмотрены возможности применения отдельных критериев для восстановления палеотектонических режимов при образовании офиолитовых ассоциаций. При этом выяснено, что генезис рассмотренных офиолитов лучше всего согласуется с тектонической обстановкой островная дуга—окраинный бассейн.

Кроме того, впервые разработана классификация метаморфических формаций МНР и дана модель структурно-метаморфической эволюции земной коры в докембрии—

кембрии. Установлена металлогеническая специализация выделенных метаморфических формаций, намечены некоторые перспективные зоны для первоочередных поисков метаморфогенных полезных ископаемых.

В монографии наиболее полно использованы практически все (на начало 1985 г) материалы по геологии, абсолютному возрасту, минеральным ассоциациям, химизму минералов, составу метаморфогенного флюида, петрохимии и геохимии пород. Работа выполнена в лабораториях метаморфических формаций и минералов высоких давлений Института геологии и геофизики СО АН СССР, а также в Геологическом институте АН СССР в рамках тематики совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР.

Все анализы минералов выполнены на микросзонде и отчасти классическим химическим методом в лабораториях ИГиГ СО АН СССР, анализы пород — в основном в лабораториях ИГиГ, а также в ИМГРЭ и ВИМСе.

Авторы выражают благодарность своим коллегам по работе, способствовавшим появлению монографии, а также В.И. Коваленко и Г.Г. Лепезину за сделанные ими замечания.

### ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

А	— полиморфные модификации $Al_2SiO_5$	Кум	— куммингтонит
Аб	— альбит	Маг	— магнетит
Акт	— актинолит	МП	— моноклинный пироксен
Акц	— акцессорные минералы	Му	— мусковит
Альм	— альмандин	Ол	— оливин
Ам	— амфибол	Пл	— плагиоклаз
Ан	— анортит	Ро	— роговая обманка
Анд	— андалузит	Рудн	— рудные минералы
Андр	— андрадит	Рут	— рутил
Ап	— апатит	Сер	— серицит
Би	— биотит	Сил	— силлиманит
Вез	— везувиан	Скап	— скаполит
Вол	— волластонит	Ст	— ставролит
Гем	— гематит	Сф	— сфен
Герц	— герцинит	Стильп	— стильпноделан
Гр	— гранат	Та	— тальк
Грос	— гроссулярь	Трем	— тремолит
Ди	— диопсид	Турм	— турмалин
Дист	— дистен	Флог	— флогопит
Дол	— доломит	Хд	— хлоритоид
Жд	— жадеит (ЖДМП жадеитовый компонент в моноклинном пироксене)	Хл	— хлорит
Жедр	— жедрит	Цирк	— циркон
Ка	— кальцит	Цо	— цоизит
Карб	— карбонат	Шп	— шпинель
Кв	— кварц	Эн	— энстатит
Кд	— кордиерит	Эп	— эпидот
Ки	— кианит (дистен)		
КлЦо	— клиноцоизит		
Кпш	— калиевый полевой шпат		

Цифры в скобках после индекса плагиоклаза означают содержание анортитового компонента, после индекса железо-магнезиальных минералов — их железистость.

Общая железистость ( $F$ ) =  $(\sum FeO + MnO) / (\sum FeO + MnO + MgO)$  ат.%

Частная железистость ( $f$ ) =  $\sum FeO / (\sum FeO + MgO)$  ат.%

$\sum FeO$  ( $\sum Fe; FeO^*$ ) — суммарное железо в виде двухвалентного железа.

$n$  — число анализов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ

**Методические замечания.** Несмотря на значительную роль метаморфических формаций в геологическом строении Монголии, до последнего времени нередко ставилось под сомнение само наличие здесь дорифейских образований. Исследования, проведенные в последние годы в разновозрастных структурах региона, позволили выделить комплексы пород докембрия, коррелирующиеся со сходными образованиями других частей Центрально-Азиатского складчатого пояса и окраин Сибирской платформы [Благонравов, Зайцев и др., 1977; Кепежинскас и др., 1976; Кепежинскас, 1977; Митрофанов и др., 1981; Зайцев и др., 1984; и др.]. Первоначально выделение докембрия базировалось здесь в основном на сопоставлениях со сходными по формационному составу и степени метаморфизма комплексами пород в указанных регионах [Алтухов, Зайцев, 1979; Кепежинскас и др., 1976; Кепежинскас, 1977; и др.]. Позднее выделение, расчленение и корреляция докембрия стали проводиться с учетом эндогенной цикличности, а отчасти палеофитологических данных и абсолютных датировок [Митрофанов и др., 1981; Кепежинскас и др. 1984; и др.]. Появилась возможность расчленить на первый взгляд однородные выступы метаморфических образований на разновозрастные структурно-метаморфические комплексы. Такое разделение метаморфид имеет относительный характер; определение их абсолютного возраста должно основываться на прямых методах. В данный момент уже имеются геохронологические датировки ряда реперных магматических комплексов, что позволяет более обоснованно давать возрастную оценку выделенных эндогенных циклов [Митрофанов и др., 1985].

Однако всего этого еще явно недостаточно; и кроме того, практически не существует однозначного толкования полученных материалов. В настоящей работе применен преимущественно комплексный подход, в основу которого положено выделение структурно-вещественных комплексов и их корреляция на основе как возрастных датировок, так и характеристики их вещественного состава, условий метаморфизма, эволюции флюидного режима и пр.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ  
ДОРИФЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

В геологическом строении Монголии принимают участие метаморфические породы, отвечающие принципиально различным стадиям развития земной коры региона. Структурно-вещественные комплексы дорифея отвечают этапу формирования континентальной коры. Ранне-среднерифейский комплекс фиксирует стадию развития эпиконтинентальных бассейнов [Кепежинскас, Кепежинскас, 1984] или первых геосинклинальных прогибов на дорифейском супракраустальном основании [Зайцев и др., 1984]. Позднерифейские—раннекембрийские метаморфические комплексы представляют латеральный ряд формаций океанической и переходной стадий развития земной коры Монголии. Н.С. Зайцев определяет этот этап как эвгеосинклинальный, связанный с возникновением обширного (сравнимого по размерам с современными океанами) островного морского бассейна, в различных частях которого формировались разнофациальные породы.

Распространение и взаимоотношение выделенных метаморфических комплексов, а также области разновозрастной континентальной коры упрощенно показаны на рис. 1. При этом каждая из трех разновозрастных областей с неметаморфизованной фанерозойской континентальной корой, помимо выступов с дорифейской континентальной корой, включает реликты пород океанической стадии.<sup>3</sup>

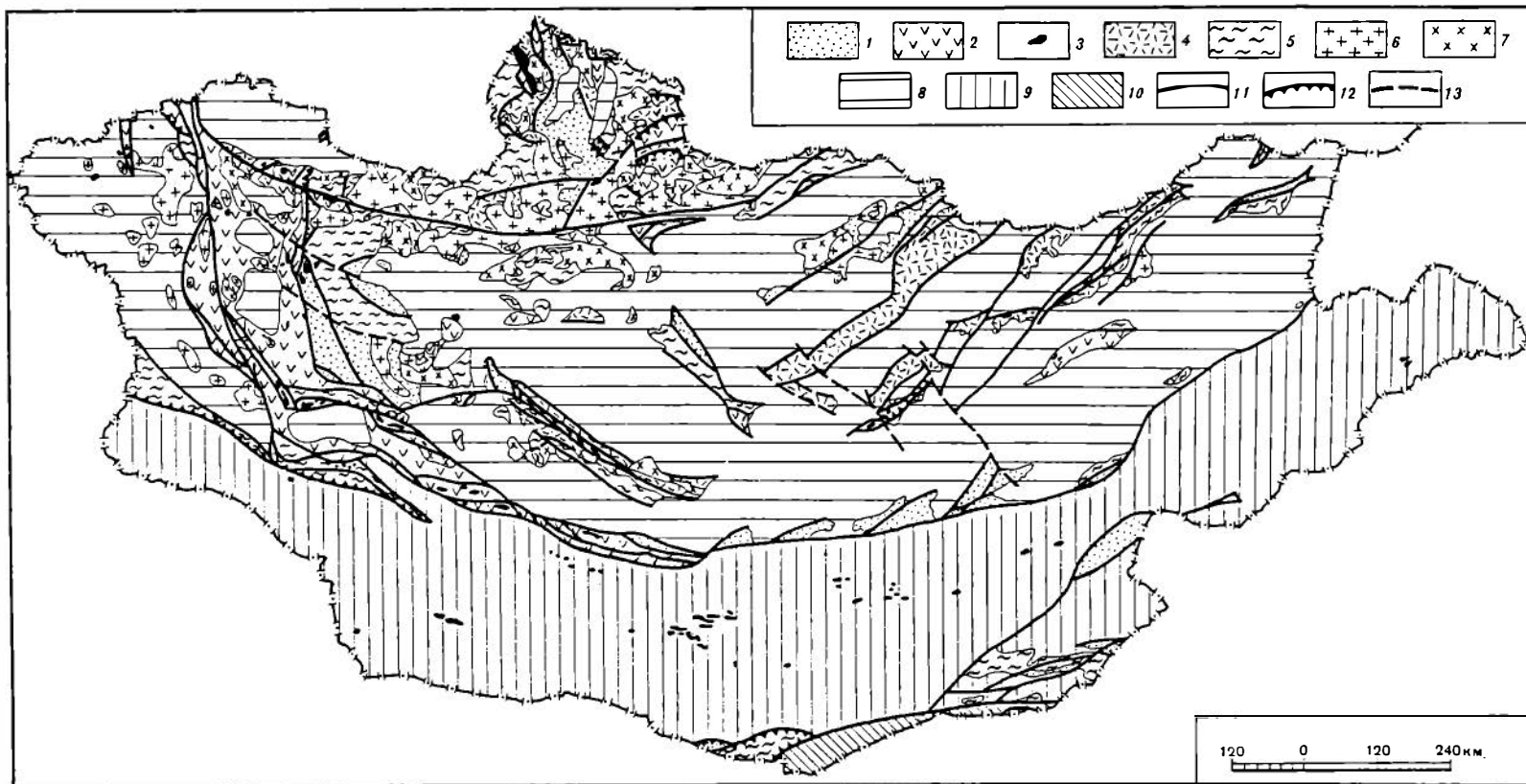


Рис. 1. Схематическая карта соотношений структурно-метаморфических комплексов докембрия—кембрия и основных этапов становления континентальной коры Монголии

**Верхнерифейский—нижнекембрийский метаморфизованный вулканогенно-осадочный комплекс**, включающий офиолиты: 1 — вулканогенно-осадочные породы, представленные глубоководными, мелководными и шельфовыми фациями, преимущественно окраинно-морской и островодужной обстановок, островодужные известково-щелочные вулканы; 2 — габброиды, толеитовые, известково-щелочные и бонинитовые шаровые лавы и параллельные дайки и ассоциирующие осадочные породы; 3 — ультрабазиты; ниже(?)—среднерифейский метаморфический комплекс: 4 — преимущественно метасадочные породы с редкими прослоями кислых (реже основных) вулканитов; дорифейские метаморфические комплексы фундамента: 5 — гранито-гнейсы, гранулиты, пара- и ортоамфиболиты, мраморы, кварциты, эклогиты и эклогитоподобные породы; интрузии: 6 — девонские гранодиориты ( $\gamma\delta$ ) и граниты ( $\gamma$ ), 7 — средне-верхнекембрийские тоналиты (Т) и плагииграниты ( $\sigma\gamma$ ); области с фанерозойской континентальной корой: 8 — девонской (включая  $\gamma\sigma$ ,  $\gamma$ , Т и  $\sigma\gamma$ ), 9 — позднепалеозойской, 10 — раннемезозойской; разломы: 11 — главные, 12 — надвиги, 13 — второстепенные



На этом же рисунке отчетливо видна блоковая и чешуйчато-покровная структура метаморфических комплексов докембрийско-кембрийского возраста.

Древнейшие (дорифейские) образования являются преимущественно автохтонными и составляют комплексы фундамента. Они выступают в виде разобщенных и разноэродированных блоков, сложенных породами разного состава (гранито-гнейсами, тоналитами, мраморами, кальцифирами, амфиболитами, сланцами и пр.), метаморфизованными в условиях различных фаций — от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой включительно.

Мнения исследователей относительно возраста докембрийских образований противоречивы; они базируются в основном на сопоставлениях с соответствующими комплексами, выделенными в соседних и более отдаленных регионах [Амантов, Матросов, 1961; Благоврагов, Зайцев, 1977; Вопросы тектоники..., 1970; Геология..., 1973; Доржнамжаа, 1975; Доржнамжаа, Журавлева, 1977; Зайцев, 1964, 1977; Зайцев, Ильин, 1970; Зоненшайн и др., 1977; Иванов, 1953; Ильин, 1982; Кепежинскас, Фирсов, 1972; Митрофанов и др., 1981, 1985; Палей, 1979]. Верхняя граница определяется возрастом терригенных и карбонатно-терригенных толщ предгеосинклинальной и геосинклинальной (океанической) стадий, содержащих во многих местах палеонтологические остатки. Важным реперным комплексом для определения верхней возрастной границы является ранне(?)-среднерифейский окинско-нарынский структурно-вещественный предгеосинклинальный комплекс стадии эпиконтинентальных бассейнов. Он почти повсеместно несогласно залегает на дорифейских породах и перекрывается с тектоноденудационным перерывом породами верхнерифейско-кембрийского дархатско-хубсугульского геосинклинального комплекса. Нижняя возрастная граница древних комплексов базируется на обнаруженных нами впервые в Монголии в хребте Хан-Хухэй и ксенолитах вулкана Шаварын-Царам (Центральный Хангай) гранулитах, сопоставимых с архейскими образованиями Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы [Кепежинскас и др., 1976; Кепежинскас, 1977]. Эти данные недавно подтверждены радиологическими определениями возраста в других районах МНР [Митрофанов, Бибилова и др., 1985]. Применение свинцового термоизохронного метода позволило наметить основные возрастные рубежи проявления докембрийских эндогенных процессов. Все определения сделаны по цирконам магматических пород, для которых установлено геологическое положение по отношению к этапам тектонометаморфических циклов.

Классическим изохронным U-Pb методом получены даты только для одного выхода докембрия в Монголии — тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса Баян-Хонгорской зоны, которые обнаруживаются на левом берегу р. Байдарагин к западу от сомона Бумбугер. U-Pb изотопный анализ шести фракций циркона разных генераций в пробе 3070 дал максимальное значение  $2650 \pm 30$  млн лет, которое обосновывает отнесение тоналитовых гнейсов к позднему архею. Исследование этих пород и реперных геологических образований других выступов докембрия в МНР термоизохронным методом определения Pb-Pb возраста Л.В. Суминым позволило на основании изучения преобразования изотопных систем в цирконах наметить еще некоторые возрастные рубежи. В тоналитовых гнейсах байдарагинского комплекса выявлен этим методом реликтовый возраст 2800 млн лет и подтверждена правильность отнесения анортозитов Мустулинского массива к архею. Таким же путем получены данные о раннеархейских комплексах древнее  $3100 \pm 200$  млн лет, раннепротерозойских комплексах древнее 1700 млн лет (по акцессорным цирконам раннекладчатых мигматизированных ортогнейсов бумбугерского комплекса хребта Дариби) и о средне-раннерифейских комплексах древнее 900–1000 млн лет [Митрофанов, Козаков и др., 1985]. Приведенных данных явно недостаточно для уверенной корреляции структурно-метаморфических комплексов. Однако они в принципе подтверждают правильность выделения здесь дорифейских образований.

Таким образом, в пределах докембрийского континентального фундамента выделено три структурно-метаморфических комплекса (табл. 1): эрзинский (I) — условно датируемый нижним археем, моренский (II) — верхним археем—нижним протерозоем и балыктыгхемско-бумбугерский (III) — нижним протерозоем. Каждый комплекс характеризуется специфическим формационным составом и особенностями метаморфизма.

Исследования, проведенные в различных структурах Монголии, показали присут-

Таблица 1

## Структурно-вещественные комплексы дорифейского сиалического фундамента

Комплекс и его возраст	Абсолютные датировки	Породы	Минеральные ассоциации	Фации
III. Балыктыгхемско-бумбугерский (PR <sub>1</sub> )	1700 млн лет (по цирконам Pb-Pb термоизохронным методом для раннескладчатых гранитов бумбугерского комплекса); 1900 и 2600 млн лет (по флогопиту из скарнированных мраморов Байдаргинского выступа, К-Аг метод) [Зайцев и др., 1984]	Мраморы и мраморизованные известняки с маломощными прослоями кальцифириров и кварцитов; гранат- и диопсидсодержащие пара- и ортоамфиболиты; двуслюдяные, гранатовые, амфиболовые гнейсы и сланцы; тоналитовые гнейсы; силлиманит-кордиеритовые гнейсы и мигматиты; пегматиты с турмалином, гранатом и мусковитом; гранито-гнейсы, двуслюдяные и гранатсодержащие граниты; гранодиориты (до складчатые)	Кв+Пл+Гр+Ам+Цо+Сф+Ап+Цирк; Скап+Ди+Ам+Пл+Ка+Акц; Ол+Пл+Ап+Ка; Кв+Пл+Ам; Кв+Пл (38–51)+Ам (53–55)+Ди (36–41)+Сф; Кв+Пл+Гр (80–84)+Би (47–56)+Му; Кв+Пл+Гр (76–82)+Би (39–43)+Сил; Кв+Пл+Кпш+Гр+Би+Му+Сил+Кд+Акц; Кв+Пл (43)+Гр (80)+Би (45)+Кд (30)+Сил+Акц; Кв+Пл+Кпш+Би; Кв+Пл+Би+Ам; Кв+Пл+Му+Би+Ст+Гр+Дист; Кв+Пл+Кпш+Му+Гр; Кв+Пл+Кпш+Би+Кд+Ст+Сил; Кв+Пл+Кпш+Антоф+Анд+Кд+Рудн; Кв+Пл+Му+Анд	III. Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая низких и умеренных P (T ~ 600–700 °C, P ≥ 3,0–7,0 кбар)
II. Моренский (A <sub>2</sub> -PR <sub>1</sub> )	2650 млн лет (U-Pb изохронный метод) и 2800, 2500–2400, 2000–1900 млн лет (Pb-Pb термоизохронный метод) по цирконам из тоналитовых гнейсов	Гнейсы, амфиболиты, мраморы, железистые кварциты; тоналитовые гнейсы, мигматиты; эклогиты и эклогитоподобные породы	Кв+Пл (26)+Кпш+Би+Гр+Дист; Кв+Пл+Кпш+Би+Гр+Сил; Кв+Пл+МП+РП; Кв+Пл+Гр+Ол+Мг; Кв+Пл (40)+Ам+Ди+Гр; Кв+Пл+Ам+Гр; Гр+МП; Гр+РП+МП+Пл; Гр+МП+Ам+Сф	II. Гранулитовая и амфиболитовая варьрующих P (T ~ 650–800 °C, P > 3,5–7,5 кбар). Эклогитогнейсовая
I. Эрзинский (A <sub>1</sub> )	3100 млн лет (Pb-Pb термоизохронный метод)	Гранито-гнейсы; двупироксеновые, гиперстеновые и шпинель-кордиерит-гранат-силлиманитовые гнейсы и сланцы; гранатовые кварциты; пироксен-скаполитовые породы; мигматиты и пегматиты; единичные амфиболовые породы	Кв+Пл (30)+Кпш+РП (34–46)+МП (33–42)+Акц; Пл+РП+МП (33)+Ам+Би; Кв+Пл+Кпш+Сил+Гр+Би+Кд+Шп; Кв+Пл+Би+Гр (87)+Гип; Кв+Гр+Псф+Сф+Скап+Ка	I. Гранулитовая умеренных P (T ~ 850 °C, P ≤ 7 кбар)

Примечание. Абсолютный возраст по аксессуарным цирконам по: [Ф.П. Митрофанов и др., 1985].

стве в них всех или некоторых из приведенных выше комплексов [Митрофанов и др., 1981; Кебезинская, Прусевич и др., 1984; и др.]. Поскольку основные черты вещественного состава многих из этих комплексов были описаны ранее, здесь лишь перечислены их важнейшие особенности.

Породы эрзинского (I) комплекса с критическим парагенезисом фации двупироксеновых гнейсов (гранулитовой) пока обнаружены лишь в ксенолитах вулкана Ша-варын-Царам и будинах цэлского мегакомплекса. Геологами Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР к этому же комплексу отнесены непереработанные диафторезом гиперстеновые, гранат-гиперстеновые, гранат-силлиманит-кордиерит-шпинелевые (иногда с гиперстеном) гнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы, сохранившиеся в центральных частях будин и пропластков среди пород амфиболитовой фации. Несмотря на все более частые находки пород, причисляемых к эрзинскому (I) комплексу, на территории Монголии они не имеют пока самостоятельного, геологически картируемого распространения.

Образования моренского (II) комплекса известны практически во всех выступах докембрия региона. На севере Монголии для него характерны контрастные формации с преобладанием карбонатно-амфиболито-кремнистой. На юго-западе в нем появляются серые тоналитовые гнейсы андезито-дацитового состава с подчиненным количеством пироксеновых амфиболитов. Во многих выступах докембрия породы рассматриваемого комплекса достигают геологически картируемой площади.

Толщи балыктыгхемско-бумбугерского (III) комплекса распространены еще шире и более изменчивы по составу. Можно отметить значительное развитие кварцито-карбонатной и кварцито-амфиболитовой формаций, однако в ряде мест преобладает гнейсово-сланцевая формация.

Даже из беглого обзора видно, что к настоящему времени состав выделенных древнейших структурно-вещественных комплексов и история их развития выяснены еще недостаточно. Сейчас можно лишь с определенной уверенностью говорить о том, что континентальная кора в их пределах была создана к началу рифея, о чем свидетельствует широкое развитие плагиогранитов, часто поздних существенно калиевых гранитов, включая рапаквидоподобные породы, и разнообразных мигматитов соответствующего возраста [Зоненшайн, Томуртоого, 1979; Кебезинская, Прусевич и др., 1984]. Поэтому на карте (см. рис. 1) они показаны в виде единого дорифейского фундамента.

#### РИФЕЙ-КЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

Рифей-нижекембрийские метаморфические толщи формируют верхний структурный этаж, в котором выделяются два комплекса: нижний ( $R_{1-2}$ ) и верхний ( $R_3-E_1$ ). Термин "верхний структурный этаж" достаточно условный и включает главным образом комплексы геосинклинального этажа [Лепезин, 1978] или структуры геосинклинального этапа развития и в меньшей степени структуры орогенного этапа развития [Булгатов, Турунхаев, 1984].

Породы рассматриваемого интервала времени ( $R_1-E_1$ ) в пределах Монголии входят как в автохтонном, так и в аллохтонном залегании. Однако последнее более характерно для позднерифейско-кембрийского комплекса, тектонические покровы которого, как правило, сопровождаются серпентинитовым меланжем и олистостромами, как это закартировано на южном склоне хребта Хан-Хухэй, на хребтах Дариби, Хан-Тайшир, в Восточном Прихубсугулье (рис. 2).

Метаморфические образования структурно-вещественного комплекса  $R_{1-2}$  обычно представлены существенно терригенной серией пород, в ряде мест содержащих органические остатки микрофитолитов (онколиты, катаграфии) и строматолитов рифея. Отложения этого комплекса метаморфизованы преимущественно в условиях фации зеленых сланцев, однако в зонах сочленения ранних каледонид с рифеидами (Северная Монголия) и герцинидами (Юго-Восточная Монголия) известны проявления дистен-сланцевого метаморфизма.

В целом образования IV комплекса ( $R_{1-2}$ ) отличаются значительной фациальной изменчивостью в вертикальном и латеральном направлениях, в связи с чем наметилась тенденция коррелировать их то с нарынкой свитой Сангилена, то с окинской Восточного Саяна. Обычно в качестве метаморфических образований нарынского комплекса, или нарынкой свиты, выделяют соответствующие породы в Центральной и Южной

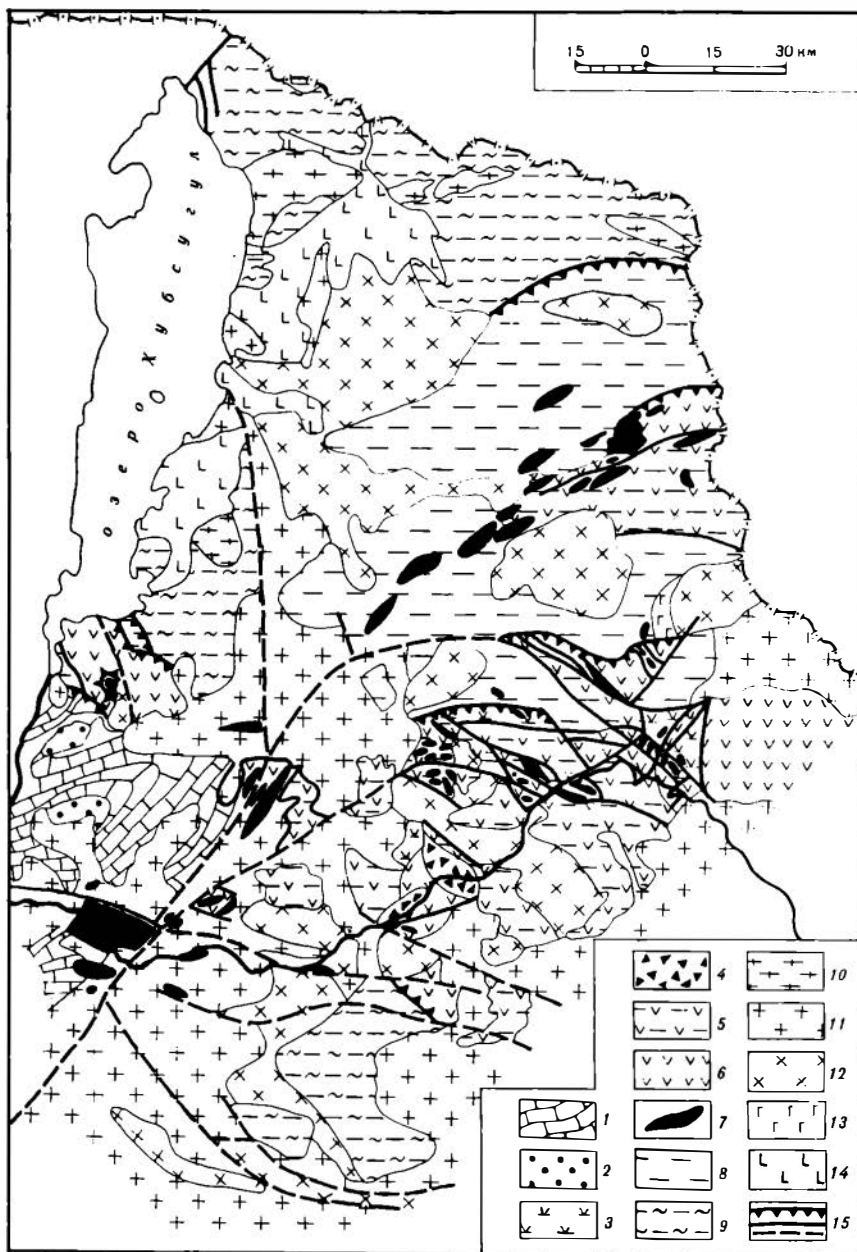


Рис. 2. Карта соотношений структурно-метаморфических комплексов докембрия—кембрия Восточного Прихубсугуля

Верхнерифейский—нижнекембрийский метаморфизованный вулканоганно-осадочный комплекс, включающий офиолиты: 1 — карбонаты, 2 — метаосадки, 3 — преимущественно зеленосланцевые известково-щелочные метавулканиты, 4 — метаолистоостромы, 5 — метаграувакки и метааркозы с подчиненными метавулканитами, 6 — недифференцированные шаровые толеитовые metabазальты с кремнями и известняками, 7 — metabазиты и ультрабазиты; ниже (?) — среднерифейский метаморфический комплекс: 8 — преимущественно метаосадочные породы; дорифейские (нижнепротарозойские) комплексы фундамента (гранито-гнейсовые купола): 9 — амфиболиты, карбонаты, гнейсы крыльев куполов, 10 — гранито-гнейсовое ядро; интрузии: 11 — девонские калиевые граниты, 12 — кембрийские плагиограниты, 13 — габбро, 14 — кайнозойские щелочные базальты; 15 — надвиги и другие разломы

Монголии, в то время как аналогичные или близкие разрезы метаморфид Северной Монголии описывают как окинскую свиту.

В различных структурах МНР метаморфические образования на рынской свиты характеризуются двумя типами разреза: 1) терригенно-карбонатно-сланцевым, в котором главную роль играют тонкообломочные породы, глинистые сильноуглеродистые отложения, органогенные доломиты и известняки, и 2) вулканогенно-терригенным, где в заметных количествах появляются относительно более грубообломочный материал (метапесчаники, метагравелиты, иногда метаконгломераты), а также метаморфизованные вулканиты основного и кислого состава. На современном эрозионном срезе вулканогенно-терригенные толщи нарынской свиты в Монголии представляют узкие тектонические зоны (Баян-Хонгорская, Южно-Хан-Хухэйская, Южно-Монгольская), иногда картируемые в виде надвигов (см. рис. 1). Осадочный тип разреза в противоположность карбонатному прототипу нарынской свиты на Сангиле (где, правда, в последнее время объем ее изменен) стал менее определенным и частично отнесен Г.П. Александровым к венду [Лепезин, 1978]; в рифеидах хребта Хан-Хухэй, в Дзабханском и Гоби-Алтайском выступах раннекаледонской Озерной зоны он имеет двучленное строение [Геология..., 1973; Кежежинская, 1977]. В низах это существенно терригенная толща черных углеродистых сланцев, метаалевролитов с прослоями метапесчаников, в верхах — кварцито-карбонатная толща (мраморизованные известняки, доломиты, кварциты, углеродистые сланцы). В северо-западной части хребта Хан-Хухэй разрез нарынской свиты содержит обильные микрофоссилии среднерифейского уровня, но по комплексу геологических данных возраст терригенной толщи считается нижнерифейским, а кварцито-карбонатной — среднерифейским.

Вулканогенно-терригенный тип разреза нарынской свиты характерен для Байдаргинского выступа раннекаледонской Баян-Хонгорской зоны (ульзитгольский комплекс), восточной части хребта Хан-Хухэй в рифеидах (окинская или билюгинская свита, по В.А. Амантову) и для внешней зоны герцинид юго-востока Монгольского Алтая в районе сомонов Цэл и Цогт (джиргаланский комплекс). Наряду с полимиктовыми метапесчаниками, черными углеродистыми сланцами и туффитами он содержит отдельные, иногда весьма многочисленные (р. Билюгин в хребте Хан-Хухэй, Байдаргинский выступ), горизонты метавулканитов по кислым и основным эффузивам. По скудным остаткам водорослей в верхах вулканогенно-терригенного разреза Байдаргинского выступа палеофитологи датируют соответствующие породы в интервале среднего—верхнего рифея.

В Восточном Прихубсугулье с нижней частью нарынской свиты мы сопоставляем терригенную толщу метапелитов, черных углеродистых сланцев, метапесчаников с подчиненными горизонтами известняков и метавулканитов среднего состава на восточном побережье оз. Хубсугул в районе Хадхала, а также отдельные блоки пород аналогичного состава с преобладанием олигомиктовых, полимиктовых и аркозовых метапесчаников в среднем течении р. Эгийн-Гол (см. рис. 2).

Таким образом, разрез нарынской свиты в рифейских, раннекаледонских и герцинских складчатых зонах Монголии (Хан-Хухэйской, Хангайской, Баян-Хонгорской, Озерной и др.) характеризуется переменным соотношением тонко- и грубообломочного материала, меняющимся объемом кварцито-карбонатных пород вплоть до полного их исчезновения и локальным появлением метавулканитов основного и кислого состава. Тем не менее устойчивым типоморфным признаком нарынской свиты следует считать присутствие (иногда в большом количестве) тонкокластических и глинистых образований со значительной примесью углистого вещества.

В отличие от характеризованных типов разреза нарынской свиты породы IV комплекса, широко распространенные на севере Монголии в рифеидах (восток хребта Хан-Хухэй, Западное Прихубсугулье, пограничная часть Восточного Прихубсугулья), в ранних каледонидах Восточного Прихубсугулья (Джидинская зона) представлены терригенно-вулканогенной зеленосланцевой толщей и сопоставляются с окинской свитой Восточного Саяна. Формационный состав окинской свиты традиционно определяется более или менее однозначно как зеленосланцевая толща, образованная по терригенным породам пестрого состава (тонко- и среднеобломочным полимиктовым песчаникам, гравелитам с прослоями конгломератов, глинистым сланцам, туффитам, подчиненным горизонтам известняков) и лавам базальтового-андезитобазальтового ряда (спилиты, метапорфириты, метадиабазы), иногда с примесью кислых эффузивов

и их туфов (кварцевые кератофиры, метапорфиры). В верхах толщи отмечаются иногда прослои карбонатных пород. Однако в каждом конкретном случае объем зеленосланцевой окинской свиты, состав образующих ее пород и их возрастное положение оказываются весьма неопределенными.

Терригенная часть окинской свиты по литолого-структурным характеристикам и особенностям метаморфизма нередко практически идентична нарынской свите. Детальные исследования окинской свиты в Западном Прихубсугулье в районе Шишхидгольского массива [Меляховецкий, Усова, 1981] показали, что ее верхняя (преимущественно metabазальтовая) часть принадлежит более молодым (скорее всего, верхнерифейским) образованиям офиолитовой ассоциации и отделена от терригенной (с редкими прослоями метавулканитов) части перерывом.

Нередко на соседних участках одной и той же структурно-формационной зоны окинская свита ложится на подстилающие породы своими разными частями, что, по видимому, свидетельствует не столько о стратиграфическом несогласии, сколько о залегании ее в виде тектонических пластин. Микрорепертологические датировки пород окинской свиты не выходят за пределы рифейского времени, но весьма неоднозначны как в разных структурах, так и в пределах одного местонахождения. Зеленосланцевая вулканогенно-терригенная билюгинская (окинская) свита хребта Хан-Хухэй содержит в низах микрофитофоссилии нижнего-среднего рифея [Митрофанов и др., 1981]. В то же время аналогичная зеленосланцевая свита в Западном Прихубсугулье в верховьях р. Мурэн и на правом берегу р. Ихэ-Бургут-Гол характеризуется А.В. Ильиным онколитами верхнего рифея [Геология..., 1973].

Вместе с тем имеются данные И.К. Королюк и З.А. Журавлевой о наличии в карбонатных породах верхов свиты правобережья р. Ихэ-Бургут-Гол форм среднерифейского комплекса микрофилитов. Получается, что один и тот же зеленосланцевой комплекс Западного Прихубсугулья датируется то  $R_1$ , то  $R_3$  или же  $R_{2-3}$  [Геология..., 1973]. В Восточном Саяне и Западном Хамар-Дабане зеленые сланцы, коррелируемые с окинской свитой, считаются ниже-среднерифейскими на основе К-Аг датировок след (1600–1500, 1200 млн лет) из кварц-серицит-хлоритовых сланцев.

Учитывая отсутствие надежных палеонтологических датировок зеленосланцевой окинской свиты Северной Монголии, наметившуюся тенденцию омоложения ее возраста на смежных территориях СССР, литологическое сходство с вулканогенно-терригенным типом разреза нарынской свиты некоторых тектонических зон Монголии, устанавливаемую местами принадлежность значительных объемов metabазальтов верхов окинской свиты к более молодому возрастному уровню, мы считаем возможным и необходимым рассматривать зеленосланцевые толщи окинской свиты с рифейской палеонтологией, а также аналогичные метаморфизованные вулканогенно-терригенные толщи нарынской свиты, равно как и терригенно-карбонатные разрезы последней, в составе одного комплекса пород, отвечающего ниже (?) -среднерифейскому окинско-нарынскому уровню. Целесообразность такого объединения подтверждается особенностями перечисленных терригенных толщ и свит, и в первую очередь широким развитием метаолигомиктовых, метаполимиктовых и метааркозовых обломочных пород, являющихся продуктами разрушения сиалического материала дорифейского метаморфического фундамента [Кепежинская, Прусевич и др., 1984].

Этот комплекс достаточно четко обособляется в стратиграфическом разрезе докембрия–раннего кембрия Монголии. В основании его повсеместно устанавливаются стратиграфическое, структурное и метаморфическое несогласие, крупный перерыв и тектоническая перестройка. С таким же резким угловым несогласием по тектоническим контактам часто надвигового характера он в ряде мест (северо-запад Монгольского Алтая, Восточное Прихубсугулье и др.) перекрыт мафит-ультрамафитовыми, metabазальтовыми и граувакково-андезитовыми толщами верхнего рифея, венда, нижнего кембрия.

Метаморфизованные карбонатно-терригенные и зеленосланцевые вулканогенно-терригенные толщи комплекса пород окинско-нарынского возрастного уровня в ранней истории геологического развития Монголии отвечают времени развития обширных эпиконтинентальных прогибов, местами по формационному выполнению и структурному рисунку чрезвычайно напоминающих "зеленосланцевые" прогибы или зарождающиеся на дорифейском супракрустальном основании трюги, заполняющиеся терригенными, реже вулканогенными образованиями [Зайцев и др., 1984].

Эта переходная стадия начинающейся деструкции дорифейского древнего континента, маркируемая дайками гашунурского комплекса, является предгеосинклинальной, непосредственно предшествующей времени формирования позднерифейско-кембрийской океанической коры в Монголии.

Развитие геологических процессов IV цикла также находит отражение в изотопной "памяти" цирконона [Митрофанов, Бибикова и др., 1985]. При этом для структур, где не проявлена метаморфическая переработка этого цикла, Pb-Pb термоизохронный метод определения возраста цирконов из тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса дает спектр значений от рифейских (1500–1400 млн лет) до архейских (2800 млн лет), а U-Pb изотопный анализ этих же проб – от 565 до 2650 млн лет.

Породы V структурно-вещественного комплекса венчают разрез охарактеризованных дорифейских и ниже (?) -среднерифейских комплексов метаморфид Монголии. Они образуют различные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканические формации, возраст которых на основании геологических взаимоотношений, микропалеонтологических данных, остатков фауны археоциат, гастропод и единичных геохронологических датировок отвечает интервалу времени от  $R_3$  до  $V-E_1$  включительно. Степень метаморфизма пород различна: от начальных ступеней фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации.

Они составляют определенную последовательность рифей-нижнекембрийского разреза, фациально неустойчивого и различного по формационному составу в разных складчатых зонах Монголии.

Для рифейид Северной Монголии в Западном Прихубсугулье установлен мощный, преимущественно осадочный разрез выделяемого нами V комплекса [Зайцев, Ильин, 1970; Зайцев и др., 1984; Ильин, 1973; Геология..., 1973; Доржнамжаа, 1975; Доржнамжаа, Журавлева, 1977]. В низах его располагаются терригенно-эффузивные толщи дархатской серии, в базальных конгломератах которой отмечается галька зеленых сланцев, кремней и плагиогранитов с определенным K-Ag методом возрастом 823 млн лет. В составе серии преобладают пестроцветные полимиктовые мелкообломочные песчано-сланцевые отложения, филлитовидные сланцы, черные алевролиты и межформационные конгломераты с подчиненными и тяготеющими к верхам разреза горизонтами кислых лав, известняков и доломитов. Они содержат многочисленные остатки микрофитофоссилий, строматолитов и онколитов. В совокупности с геологическими данными возраст дархатской серии определяется как верхнерифейский. Выше по разрезу выделена мощная пятичленная хубсугульская серия чередующихся известняковых и доломитовых свит с продуктивными фосфоритносными пачками карбонатных пород. Они наиболее полно охарактеризованы средне-верхнерифейскими и вендскими микрофитолитами, строматолитами (в низах) и нижнекембрийскими археоцитами и трилобитами в своей верхней части [Благонравов и др., 1971]. При этом, по палеомикрофитологическим данным, возраст дархатской и нижней части хубсугульской серий оказывается идентичным ( $R_2-R_3$ ), однако преобладание в значительной части ее разреза наряду с вендскими микрофитолитами археоциат и трилобитов нижнего кембрия заставляет исследователей считать эту серию венд-нижнекембрийской (иногда до среднего кембрия включительно). Факт налегания хубсугульской серии своими различными частями, с выпадением из разреза отдельных свит, на дархатскую серию свидетельствует больше в пользу тектонических взаимоотношений между ними.

В целом же существенно терригенные породы дархатской серии, сопоставляемой с сархойской и дзабханской, а также кремнисто-карбонатные толщи хубсугульской серии, являющейся возрастным аналогом боксонской свиты, образуют последовательность преимущественно осадочных образований микто- и миогеосинклинального формационного типа [Зайцев и др., 1984], которая отвечает диапазону времени  $R_3-V-E_1$ .

В других частях рифейид, в частности на хребте Хан-Хухэй [Геология..., 1973; Митрофанов и др., 1981], разрез V комплекса представлен единой монотонной карбонатной толщей мраморизованных, кремнистых битуминозных известняков и доломитов с резко подчиненными горизонтами кислых лав и их туфов. Многочисленные находки онколитов определяют возраст этих пород как  $R_3-V$ .

Несколько иной тип разреза V структурно-вещественного комплекса наблюдается в южных каледонских складчатых зонах Монголии. Здесь увеличивается роль туфо-

Таблица 2

## Вещественный состав и обоснование возраста верхнего структурного этажа докембрия Монголии

Возраст	Структурно-вещественный комплекс	Палеотектоническая обстановка	Формации	Фауна	Вулканизм	Интрузивные породы
$R_3 - E_1$	Дархатско-хубсугульский	Океанические бассейны (эв- и миогеосинклинальные)	Метатерригенная (включая граувакковую, флишоидную и вулканогенно-терригенную); карбонатная (органогенная, в том числе рифовых известняков); кремнисто-карбонатная (хемогенная); карбонатно-терригенная (местами с метавулканидами); метариолит-андезит-базальтовая; спилит-кератофировая (контрастная); метаандезит-дацитовая; метаолистостромовая; молассовая; кремнисто-сланцевая; метатерригенная углисто-сланцевая; метабазальтовая толеитовая	Микрофитолиты $E_1, V - E_1, R_3 - V, R_2$ ; онколиты $E_1, V, R_3 - V, R_2$ ; водоросли $E_1, V - E_1$ ; строматолиты $E_1, V$ ; археоциаты, гастроподы, хиолиты $E_1$ [Геология..., 1973; Доржнамжаа, 1975; Зайцев и др., 1972; Ильин, 1982; Коробва, Миссаржевский, 1977; Маркова и др., 1972; Митрофанов и др., 1981]; трилобиты [Благонравов и др., 1971]	Толеитовые слабо дифференцированные серии основных лав окраинно-морского типа; толеитовые слабо дифференцированные серии, низкотитанистые с высоким содержанием основных лав островодужного типа; высокомагнезиальные низкотитанистые базальты и андезиты с известково-щелочным трендом (марианит-бониниты); известково-щелочные сильно дифференцированные серии базальтов-андезитов-дацитов и андезитов-дацитов-риолитов, а также бимодальная серия; щелочные (высоко и умеренно) слабо дифференцированные серии высокотитанистых базальтов	Постскладчатые гранодиориты и тоналитовые плагиограниты $E_2 - E_3$ ; отдельные дайки и поля сближенных даек основного состава; габброиды состава; габброиды $E_2 - E_3$
Стратиграфическое и структурное несогласие						
$R_1 (7) - R_2$	Окинско-нарынский	Эпиконтинентальные бассейны и узкие троговые прогибы (предгеосинклинальные)	Флишоидно-карбонатная; черносланцевая, песчано-карбонатно-кварцевая, метатерригенная; песчано-сланцевая, местами с метавулканидами кислого и основного состава	Микрофитолиты $R_{1-2}, R_2, R_3$ ; онколиты $R_2, R_3$ ; строматолиты $R_{1-2}$ [Геология..., 1973; Митрофанов и др., 1981]	Недифференцированные основные лавы; контрастные серии порфиров-кварцевых кератофиров; риолиты	Раннескладчатые плагиогранитоиды; сближенные дайки метаморфитов рифейского гашунурского комплекса

Примечание. Возраст гальки гранитов из конгломератов дархатской серии определен К-Аг методом в 828 млн лет [Зайцев, Ильин, 1970]; мигматиты в зеленосланцевой толще Керулена имеют возраст 950–1058 млн лет по Rb-Sr методу [Зайцев и др., 1984]; пегматиты из метаморфических пород Средней Гоби — 970–1100 млн лет по U-Pb методу [Благонравов и др., 1977]. Термоизохронные определения Rb-Pb возраста цирконов из дорифейских комплексов Байдарагинского блока отмечают признаки нарушения их изотопной системы в 1400–1500 млн лет, что по геологическим данным соответствует эпохе осадконакопления и вулканизма рифейского ультзитгольского комплекса Баян-Хонгорской зоны [Митрофанов и др., 1985] и отвечает окинско-нарынскому возрастному уровню.



генного материала и вулканических пород кислого, реже основного состава в низах разреза, что, в частности, послужило основанием для выделения в такой вулканогенно-карбонатно-терригенной серии пород дзабханской зоны самостоятельной дзабханской свиты преимущественно кислых эффузивов, которая несогласно перекрыта существенно карбонатной, цаганоломской свитой (доломиты, известняки с глинисто-песчано-сланцевыми прослоями) и породами терригенной свиты с примесью карбонатного и кислого туфогенного материала. Указанная стратиграфическая последовательность установлена многими исследователями, которые в цаганоломской свите и ее аналогах обнаружили обильные остатки вендских микрофитолитов и строматолитов, водоросли нижнего кембрия, а также археоциаты, гастроподы и хиолиты  $E_1$  в самой верхней терригенно-карбонатной свите [Маркова и др., 1972; Зайцев и др., 1974; Доржнамжаа, 1975; Коробов, Миссаржевский, 1977]. Соответственно вулканиды дзабханской свиты, подстилающие эти палеонтологически охарактеризованные  $V-E_1$  свиты, датированы  $R_3$ , а общая последовательность перечисленных свит соответствует тому же интервалу ( $R_3-V-E_1$ ), что и дархатско-хубсугульский разрез.

Следует подчеркнуть сильную фаціальную изменчивость толщ данного возрастного уровня с преобладанием то терригенно-обломочных, то кремнисто-карбонатных, то вулканокластических или вулканических пород, характеризующих формации геосинклинального типа, образовавшиеся в разных геотектонических обстановках.

Этому временному уровню принадлежат и специфические формации офиолитовых зон, характеристике которых будет посвящен следующий раздел.

К верхам  $V$  структурно-вещественного комплекса ( $R_3-E_1$ ) относятся кремнисто-карбонатные, флишидные, молассовые и граувакко-туфогенные формации, островодужные серии метабазальтов и дифференцированных вулканитов известково-щелочного ряда, своеобразные олистостромовые формации, датированные на основе палеонтологических остатков вендом — нижним кембрием и в целом характеризующие этап тектонического скупивания.

Позднерифейский—нижнекембрийский структурно-вещественный комплекс (дзабхано-цаганоломский, дархатско-хубсугульский) обладает специфическим формационным обликом, отличающим его от ранне-среднерифейских формаций стадии эпиконтинентальных прогибов. Эта специфика заключается в широком развитии основных эффузивов в низах разреза, в резкой смене его фаціального и формационного состава во времени и пространстве, сопровождающейся существенными изменениями мощностей пород. Формирование пород комплекса происходило в различных геотектонических обстановках геосинклинальной (океанической) стадии развития. Это привело, с одной стороны, к существованию синхронных формаций резко различного состава, с другой — к появлению одной формационной группы пород на разных стратиграфических уровнях.

Сводная характеристика рассмотренных  $IV$  и  $V$  структурно-вещественных комплексов приведена в табл. 2.

## ОФИОЛИТЫ

К офиолитам мы относим как пространственно совмещенные, так и тектонически разобщенные в пределах одной структурно-формационной зоны складчатого пояса члены классической магматической триады с ассоциирующими осадочными породами, находящиеся в различных (преимущественно тектонических) взаимоотношениях друг с другом, обдуцированные на дорифейский континентальный фундамент.

В подавляющем большинстве случаев, когда тем или иным образом датируются породы офиолитовых ассоциаций, за исключением редких находок акритархий  $E_1$  в терригенных прослоях среди метабазальтов хребта Хан-Хухэй [Митрофанов и др., 1981], мы имеем дело с палеонтологически охарактеризованными  $V-E_1$  или  $E_1$  осадочными толщами, которые перекрывают офиолиты или располагаются выше них в воссозданных на основании формационных, литолого-структурных и структурно-метаморфических особенностей разрезах. Так, в Джидинской зоне Восточного Прихубсугулья в среднем течении р. Эгийн-Гол в прослоях рифогенных известняков, залегающих внутри граувакковой толщи, тектонически перекрывающей подушечные лавы, тем не менее явно более поздней, образовавшейся за счет размыва метабазальтов, известны остатки скелетной фауны археоциат и эпифитоновой флоры  $E_1$  [Ильин,

1982]. В Озерной зоне в районе хребта Хан-Тайшир офиолитовые подушечные лавы перекрыты мощными (1500 м) накоплениями глинисто-кремнистых яшмоидных и граувакково-гравелитовых отложений, в самых верхах которых известны и архесциаты [Маркова, 1975; Зоненшайн, Томуртоого, 1979]. В предгорьях Хан-Хухэя офиолитовые базальтовые подушечные лавы перекрыты кремнисто-карбонатной толщей (1500 м), а затем терригенно-карбонатно-андезитовой (3000 м), в верхах которой установлены брахиоподы [Ильин, 1982]. В Баян-Хонгорской зоне основные подушечные лавы офиолитового комплекса (будучи заведомо более древними) тектонически надвинуты на миогеосинклинальные карбонатно-сланцевые толщи с онколитами [Зоненшайн, Томуртоого, 1979].

Таким образом, формирование изверженных пород собственно офиолитового комплекса, залегающих в основании осадочных толщ, местами содержащих продукты размыва офиолитов, верхи которых датируются  $V-E_1$  или  $E_1$ , мы связываем с верхнерифейским временем, в отдельных случаях продолжавшимся до венда включительно.

Нижняя мафит-ультрамафитовая часть разреза воссозданной последовательности пород офиолитовой ассоциации Монголии состоит из трех частей и сложена гипербазитами, габброидами и породами полосчатого комплекса переходных зон.

Ультрамафиты представлены различными по размерам многочисленными разобъединенными пластинообразными телами гипербазитов, часто ассоциирующимися с габброидами и группирующимися вдоль зон крупных тектонических нарушений, где их выделяют в гипербазитовые пояса [Пинус и др., 1984] или рассматривают как составную часть зон серпентинитового меланжа отдельных тектонических пластин [Ильин, 1982]. Таковы Хан-Хухэйский гипербазитовый пояс (Джаргалантский массив и др.), Прихубсугульско-Сангиленский (Шишхидгольский массив и др.), а также цепочки ультрамафит-мафитовых тел вдоль Армакгольской системы разломов, ограничивающих с севера Джидинскую зону, и вдоль тектонических нарушений во внутренних частях этой зоны (Эгийнгольский, Армакгольский, Барунбаянский массивы и др.). Несмотря на значительную порой удаленность массивов друг от друга, они характеризуются общими особенностями морфологии, структурной позиции, геологических взаимоотношений с окружающими породами, внутреннего строения и в общих чертах одинаковым составом слагающих их образований. Ниже приведена краткая характеристика этих пород по опубликованным результатам исследования гипербазит-габброидных массивов МНР [Пинус и др., 1984].

Ультрамафиты представлены морфологически однотипными линейными пластинообразными телами (10–200 км<sup>2</sup>), которые повсеместно имеют тектонические контакты с окружающими породами, сопровождающимися зонами катаклаза, расщепления, серпентинитового меланжа. За исключением крупнейшего в Центральном-Азиатском складчатом поясе Шишхидгольского массива, расположенного в пределах тувино-монгольских рифеид, все они приурочены к структурам ранних каледонид Северной Монголии. Они ассоциируют с габброидными, зеленокаменными metabазальтами часто подушечного сложения, зеленосланцевыми метаосадочными, вулканогенно-осадочными и граувакко-андезито-туфогенными толщами и свитами  $R_3-E_1$ ; реже непосредственно контактируют с различными более древними (дорифейскими) метаморфическими породами. Однако чаще всего ультрамафиты располагаются на границе метаморфид дорифейского основания или образований окинско-нарынского ниже (?)-среднерифейского уровня с породами  $V$  структурно-вещественного комплекса  $R_3-E_1$ . Они маркируют разделяющие их тектонические поверхности надвигового типа, которые на фронте надвига часто круто наклонены. Г.В. Пинус и др. [1984] рассматривают их в качестве протрузий. В более редких случаях (мелкие тела вокруг Эгийнгольского массива) ультрамафиты представляют остатки кровли на прорывающих их гранитоидных плутонах нижнего палеозоя и девона.

Большинство ультрамафитов интенсивно метаморфизованы и превращены в серпентиниты, так что первичные породы сохраняются лишь в крупных массивах. По этим реликтам установлено, что они сложены главным образом серпентинизированными дунитами, в подчиненном количестве встречаются серпентиниты по гарцбургитам и реже по лерцолитам. Исключение представляет Эгийнгольский массив Джидинской зоны, где соотношения обратные и преобладают апогарцбургитовые серпентиниты. Дуниты представлены практически мономинеральными породами с незначительной примесью хромшпинелидов, энстатита и диопсида; гарцбургиты нередко содержат, кроме

оливина, ортопироксена и хромшпинелидов, акцессорный клинопироксен; лерцолиты характеризуются преобладанием оливина и ортопироксена с резко подчиненными количествами клинопироксена и хромшпинелидов. Состав минералов меняется в зависимости от их парагенезиса. В оливине эти вариации касаются в основном железистости ( $F$ ), величина которой в ряду парагенетических типов — дунитовом—гарцбургитовом—лерцолитовом — слабо возрастает от 7 до 9 и в целом всегда остается значительно больше железистости вторичных оливинов ( $\sim 2,7$ ). Ортопироксен относится, как правило, к типу низкоглиноземистых энстатитов с  $F = 9 \div 10$ ; глиноземистость его повышается лишь в некоторых лерцолитовых парагенезисах. Клинопироксены — в основном низкоглиноземистые, малонатриевые диопсиды с мало меняющейся низкой (8—10) железистостью и отдельными отклонениями в сторону высокоглиноземистых (лерцолиты Эгйингольского массива) и низкожелезистых (лерцолиты Шишхидгольского массива) разновидностей. Повышение содержания Na и Sr отмечается иногда в лерцолитовом парагенезисе. Хромшпинелиды — относительно высокохромистые и низкоглиноземистые. В них от дунитовых через гарцбургитовые и лерцолитовые парагенезисы уменьшается хромистость и железистость ( $F$  — соответственно 55; 47; 42; содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — соответственно 55; 47; 35 мас.%) с одновременным увеличением в этом направлении содержаний  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

По особенностям валового состава ультрамафиты Восточного Прихубсугуля мало отличаются от офиолитовых аналогов из разных регионов мира, представляя низкотитанистую серию пород со среднемировыми уровнями концентраций таких элементов-примесей, как Cr, Ni, Mn, Co, V, Zr, Cu. Повышенные содержания В вообще в гипербазитах МНР связывают с интенсивно проявленными процессами серпентинизации.

Серпентиниты, развивающиеся по этим первичным породам ультрамафитовой группы, представлены в основном лизардитовыми, реже антигорит-лизардитовыми, антигоритовыми и хризотил-лизардитовыми разновидностями. С этим же возможным контактовым воздействием гранитоидов связывают спорадическое появление в аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитах тремолита, антофиллита и талька. В целом отмечается усиление степени серпентинизации к периферии ультрамафитовых массивов.

С ультрамафитами связаны многочисленные зоны хризотил-асбестовой минерализации, появление тальков, нефрита и хромитовых рудопроявлений.

Геологические, термобарогеохимические и изотопные исследования показывают, что гипербазиты обычно представлены реститами [Щербаков, Савельева, 1984; Vessalva et al., 1984; Nicolas, Dupuy, 1984], выдвинутыми в кору в виде практически неизменных пластин [Буякайте и др., 1983; Ito, Clayton, 1983; Wenner, Taylor, 1973], подвергшихся существенным изменениям в процессе регионального метаморфизма вместе с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. Это противоречит их протрузивному характеру внедрения в виде серпентинитовых тел, образовавшихся на высокотемпературном этапе стадии становления.

Габброиды пространственно тесно связаны с ультрамафитами и вместе с ними участвуют в строении нижней части офиолитового разреза. Они образуют линейно вытянутые пластинообразные тела, сильно варьирующие по размерам, приуроченные к периферии гипербазитовых массивов, с которыми имеют тектонические контакты. Тем не менее на основании находок ксенолитов серпентинитов в габброидах Шишхидгольского массива и единичных наблюдений, устанавливающих проникновение апофиз габбро в ультрабазиты, взаимоотношения между ними трактуются как интрузивные [Пинус и др., 1984]. В строении габброидных массивов участвуют породы, образующие ряд габбро—габбро-диориты—диориты. Преобладающей разновидностью являются габбро-нориты, в которых ортопироксен представлен гиперстеном ( $F = 19 \div 26$ ). Им подчинены нормальные клинопироксеновые габбро с авгитом ( $F = 14 \div 28$ ). Кроме того, отмечаются местами оливинсодержащие роговообманковые габброиды и габбро-пегматиты. По особенностям химизма габброиды характеризуются как низкотитанистая натриевая серия изверженных пород с нормальной щелочностью и другими параметрами состава, приближающими их с габброидами большинства офиолитовых ассоциаций мира. Содержания элементов-примесей (Cr, Ni, Sr, Co, V) также близки к средним мировым значениям. Температура гомогенизации расплавных включений порядка  $900^\circ\text{C}$  [Кебезинская, Томиленко, 1985], что подтверждает их кристаллизацию в коровых условиях.

Характерной особенностью офиолитовых габброидов Восточного Прихубсугуля, как и Монголии в целом, являются повсеместно проявленные интенсивные изменения, выразившиеся прежде всего в преобразовании первичного минерального состава. Среди новообразованных фаз по цветным минералам отмечаются серпентин, тальк, хлорит, актинолит, по основному плагиоклазу — пренит, кальцит, эпидот, клиноцоизит, альбит, цеолиты, иногда встречается гидрогранат. Мелкие тела габброидов и дайки нередко превращены в родингиты. В отдельных зонах наблюдаются катаклаз, милонитизация, рассланцевание и окварцевание с частичной или полной перекристаллизацией пород и превращением их в габбро-амфиболиты и ортоамфиболиты.

Полосчатый комплекс Монголии характеризуется сложным неоднородным внутренним строением, многообразием типов образующих его пород, своеобразием минерального состава и типа вторичных изменений. Это с учетом взаимоотношений с охарактеризованными гипербазитами и габброидами привело изучавших его исследователей к выводу о его метасоматическом происхождении [Пинус и др., 1984] в отличие от кумулятивного генезиса аналогичных пород других офиолитовых ассоциаций мира. Он выделен в качестве комплекса переходных зон. Породы переходных зон небольшой мощности (десятки метров) установлены в Армакгольском мафит-ультрамафитовом разрезе офиолитов и хребте Турген. Особенно широко они развиты в пределах Шишхидгольского ультрамафитового массива, где достигают мощности 2 км.

Полосчатый комплекс обычно отмечается в зоне тектонических контактов гипербазитов и габброидов, подчеркивающих его неоднородное полосчатое строение, обусловленное сложным чередованием линейных линзообразных тел, субпараллельных жильных и дайкообразных залежей, сложенных дунитами, верлитами и пироксенитами, среди которых установлены вебстериты, энстатиты, диопсидиты и их плагиоклазосодержащие разновидности. Породы имеют более свежий облик, чем образования гипербазитовых массивов, в них отсутствуют признаки динамометаморфических изменений, широко развита текстурная неоднородность, гранобластические структуры, а состав породообразующих минералов часто является промежуточным по отношению к соответствующим фазам гипербазитов и габброидов.

Ортопироксен вебстеритов и энстатитов, в небольшом количестве присутствующий среди ультрамафитов Эгийнгольского массива, представлен магнезиальными составами ( $F = 8 \div 9$ ), сопоставимыми с аналогичными минералами ультрамафитов и более железистыми ( $F = 13$ ) разновидностями в пределах Барунбаянского массива. В целом они отличаются от присущих вебстеритам других офиолитовых ассоциаций МНР низкоглиноземистых бронзитов. Оливин верлитовых парагенезисов в Шишхидгольском массиве относительно более железистый ( $F = 11 \div 15$ ), чем в разных парагенезисах ультрабазитов. Клинопироксены отличаются наибольшими вариациями состава в зависимости от принадлежности к определенному парагенетическому типу и провинциальных особенностей химизма. В верлитах наряду с более распространенными железистыми разновидностями наблюдаются магнезиальные низкоглиноземистые составы в Шишхидгольском ( $F = 5 \div 12$ ) и Армакгольском ( $F = 11$ ) массивах. В диопсидитах состав клинопироксенов варьирует от магнезиальных разновидностей Шишхидгольского массива ( $F = 9$ ) до высокожелезистых Армакгольского ( $F = 30$ ). В целом для клинопироксенов полосчатого комплекса по сравнению с аналогичными минеральными фазами гипербазитов характерно отсутствие жадеитового компонента и появление эгиринового компонента.

По мнению Г.В. Пинуса с соавторами [1984], породы полосчатого комплекса имеют контакто-реакционное происхождение и возникли в результате сложного магма-метасоматического воздействия габброидной магмы на ранее сформированные гипербазиты. Вместе с тем, с нашей точки зрения, не исключен магматический генезис хотя бы части этих пород, на что указывают обнаруженные нами расплавные включения в породах разных частей полосчатого тургенгольского комплекса.

Характерной чертой ультрамафитов Монголии является также широкое развитие среднетемпературных метасоматитов, представленных вторичными дунитами, апосерпентинитовыми гарцбургитами, пироксенитами (диопсидиты, энстатиты), вебстеритами и верлитами. К гидротермально-метасоматическим образованиям по серпентинитам отнесены также разнообразные по составу листовиты (кварц-карбонатные, тальк-карбонатные, нередко с фукситом), тремолититы, а также амфибол-оливиновые, амфибол-энстатитовые, амфибол-тальковые и тремолит-герцинитовые породы, в

которых амфибол представлен антофиллитом и тремолитом и которые рассматриваются как продукты гидротермальной переработки серпентинитов. Особую разновидность метасоматических пород составляют родингиты, которые чаще всего являются апогабброидными, пространственно связанными с гипербазитами. Это полиминеральные кальциево-силикатные породы, состоящие из разных сочетаний граната, клинопироксена, везувiana, тремолита, цоизита, плагиоклаза, сфена, биотита, хлорита, волластонита и др.

Минеральные парагенезисы метасоматитов включают фазы, аналогичные реликтовым первичным минералам ультрамафитов, но отличающиеся от них по составу. Наиболее резко эти различия выражены в оливинах, которые во вторичных дунитах обладают значительно большей магнезиальностью по сравнению с оливином неизмененных пород. Вместе с тем оливин верлитовых парагенезисов из метасоматитов нередко более железистый ( $F = 19$ ), что объясняется вероятной генетической связью с габброидами. Аналогичные ограниченные данные по ортопироксенам метасоматитов для ультрамафитов Северной Монголии имеются по Эгийнгольскому и Барунбаянскому массивам: по первому они представлены магнезиальными разновидностями ( $F = 8 \div 9$ ), а по второму — несколько более железистыми ( $F = 13$ ). Как видно, они отличаются от глиноземистых бронзитов, свойственных вебстеритам других гипербазитовых массивов Монголии. Клинопироксены метасоматитов имеют различный состав в зависимости от парагенезиса и провинциальных особенностей химизма. В верлитах наряду с более распространенными железистыми разновидностями наблюдаются магнезиальные низкоглиноземистые составы и в Шишхидгольском ( $F = 5 \div 12$ ) массиве. Вебстериты Барунбаянского массива содержат также низкоглиноземистые, малотитанистые и малонатриевые разновидности с  $F = 11$ . В относительно редко распространенных диопсидитах  $F$  клинопироксенов варьирует от 9 в Шишхидгольском массиве до 30 в армакгольских ультрамафитах. Невыдержанные составы с резко колеблющейся железистостью ( $F = 9 \div 40$ ) характерны также для родингитов.

Апосерпентинитовый метасоматический генезис перечисленных пород обосновывается их морфологическими особенностями (частое залегание в виде жил, даек) и наличием реликтов незамещенных участков серпентинитов во вновь образованных породах. Среднетемпературные преобразования серпентинитов связываются с воздействием габброидной магмы и гранитных интрузий на ультрамафиты, что в единичных случаях (Армакгольский массив) как будто подтверждается установленной зональностью в составе серпентинитов — от проявления редких порфириобласт клинопироксена или вторичного оливина в матрице крупнопластинчатого антигорита до постепенного полного исчезновения последнего и превращения серпентинита в пироксениты или верлиты с приближением к габброидам. Помимо этого, на возможные интрузивные взаимоотношения габброидов и ультрамафитов могут указывать ксенолиты ультраосновных пород в габбро (Шишхидгольский массив), однако непосредственные рвущие контакты почти всюду тектонически осложнены и затушеваны [Пинус и др., 1984].

Верхняя часть офиолитового разреза представлена лавами преимущественно основного состава часто с шаровой текстурой и (или) параллельными дайками с перекрывающими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, представленными глубоководными, мелководными и шельфовыми фациями, свойственными окраинно-морской и островодужной обстановкам. Вулканыты находятся как в автохтонном, так и в аллохтонном залегании и пространственно тесно ассоциируют с линейными телами ультрамафит-мафитов. В пределах отдельных фрагментов тектонически расслоенного и иногда разобщенного офиолитового разреза они нередко контактируют по тектоническим поверхностям либо с габброидами, либо с серпентинизированными гипербазитами. Строение каждой пластины индивидуально. Это достаточно хорошо можно видеть в Восточном Прихубсугулье (см. рис. 2). Здесь ниже (?) -среднерифейский комплекс, а также верхнерифейско-нижнекембрийские островодужные формации и офиолиты, состоящие из шаровых лав и мафит-ультрамафитового комплекса, обдуцированы на гранито-гнейсовые купола дорифейского сиалического фундамента. Как породы фундамента, так и офиолиты прорваны средне-верхнекембрийскими плагиогранитами и девонскими калиевыми гранитами.

Взаимоотношения между отдельными членами офиолитовой ассоциации, как правило, тектонические, поэтому первичные геологические соотношения параллельных даек и подушечных лав наблюдаются редко, а чаще они разобщены и залегают в раз-

ных аллохтонных тектонических пластинах. Тем не менее сохраняется четкая, особенно для рассматриваемых верхних частей, стратифицированность офиолитового разреза, которая выявляется в процессе картирования и соответствует последовательности изверженных и метаморфических пород океанической коры.

Параллельные дайки не являются непременным членом рифейских офиолитов Монголии как, впрочем, и фанерозойских офиолитов мира. Фрагменты самостоятельного горизонта пластинчатых даек в классическом виде пока установлены в трех районах офиолитовых ассоциаций: в хребтах Дариби и Хан-Тайшир [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Кепежинскас, 1984] и Баян-Хонгорской зоне [Кузьмин и др., 1983; Коптева и др., 1984; Куренков, Перфильев, 1984].

Дайковый комплекс хребта Хан-Тайшир (мощностью до 1 км) прослеживается на десятки километров в виде прерывистой полосы, отдельные части которой тектонически смещены относительно друг друга. В разрезе он располагается между подушечными лавами и габброидами. Контакт с перекрывающими лавами маркирован магматическими брекчиями. Нижняя граница не столь четкая, что связано с появлением сначала отдельных разрозненных даек в габбро, разделенных зонами катаклазированных пород, а затем увеличением их числа и постепенным превращением в сплошной горизонт "дайка в дайке" практически без скринов (междайковых пород), где отдельные, секущие друг друга тела магматических пород варьируют по мощности от нескольких сантиметров до 1,2–2 м. Однако подобное "зарождение" даек в габбро наблюдается сравнительно редко, чаще они фиксируются в основании тектонических пластин, где их подстилают образования серпентинитового меланжа. Дайки сложены хорошо раскристаллизованными лавами, реже гипабиссальными породами, среди которых преобладают бониниты, низкотитанистые андезито-базальты и андезиты; габбро-диабазы, плагиограниты, базальты и дациты составляют явное меньшинство.

Дайковый комплекс Баян-Хонгорской офиолитовой ассоциации представляет собой более сложное образование, где наряду с фрагментами сплошных параллельных даек мощностью 0,5–2 м наблюдается незакономерное переплетение ветвящихся "жил" вулканических пород и магматических брекчий [Коптева и др., 1984]. Среди них выделяются два поколения секущих друг друга афировых и плагиоафировых долеритов, в единичных случаях — габбро-диабазов. В отличие от параллельных даек Хан-Тайшира это химически однородная толеитовая серия умеренно и высокотитанистых пород устойчивого базальтового состава с единичными более кислыми дифференциатами андезитового ряда.

Помимо параллельных даек, образующих самостоятельные горизонты в стратифицированном разрезе офиолитов, наблюдаются разрозненные дайки и рои даек, сложенные породами такого же состава, как пластинчатые дайки и лавовые покровы. Однако в отличие от параллельных даек, не проникающих в дунит-гарцбургитовый комплекс, они устанавливаются практически во всех членах офиолитовой ассоциации. Примером могут служить офиолиты р. Эгийн-Гол в Юго-Восточном Прихубсугулье в районе сомона Эрдэнэ-Булган. Серпентиниты Барубаянского массива на левобережье р. Эгийн-Гол в районе горы Мандал-Обо пересечены сближенными дайками бонинитов, представляющих полные аналоги бонинитовых покровов с шаровой структурой (р. Шивертайн), которые ассоциируют на этом участке с ультрамафитами. Это указывает на существенный разрыв во времени процессов, сформировавших разные части офиолитового разреза, и вызывает сомнение в правильности представлений об образовании их в процессе эволюции одного магматического очага.

Подушечные лавы, расположенные в верхней части офиолитового разреза, составляют серию вулканических покровов, мощность которых обычно не превышает 1000 м. Они нередко милонитизированы, рассланцованы, но и в этом случае почти всегда сохраняют реликтовую шаровую структуру. Межшаровое пространство обычно сложено карбонатным или кремнистым материалом. Значительно реже отмечаются массивные лавы и лавовые брекчии. Петрохимический анализ лав, которому будет посвящена отдельная глава, выявил большое разнообразие типов вулканических пород, представленных различными толеитовыми, известково-щелочными и щелочными сериями, а также специфической диагностической серией низкотитанистых высокомагнезиальных пород — бонинитов [Кепежинскас, 1984а; Кепежинскас, Прусевич и др., 1984, 1985]. Последние по геохимическим характеристикам, а также низкому уровню концентраций редкоземельных элементов и характеру их распределения близки бони-

нитам Марианского желоба, островов Бонин, Папуа—Новой Гвинеи, Новой Каледонии.

Нами детально изучены вулканогенные части офиолитовой ассоциации Джидинской зоны Восточного Прихубсугулья на трех участках.

1. В среднем течении р. Эгийн-Гол к северу от сомона Эрдэнэ-Булган (гора Нар-Мандал-Обо) структурно разобщенные фрагменты существенно лавовой толщи залегают в виде тектонических клиньев и пластин (ширина выхода от 30 м до 2 км, протяженность 1—5 км) между отдельными линейными пластинообразными телами серпентинитов Барунбаянского массива по обе стороны р. Эгийн-Гол. Один из таких тонких покровов (мощностью 50 м) на левобережье реки сложен магнезиальными базальтами [Пинус, Агафонов, 1982]. Другой, более мощный тектонический покров р. Шивертайн (ширина 2 км), расположенный северо-западнее, по нашим данным, сложен в основном явно стратифицированной толщей массивных и шаровых лав бонинитовой серии. Более южный третий тектонический клин мощностью около 30 м сложен также бонинитами, нередко с вариолитовой структурой, часто брекчированными с образованием однородных по составу лавовых брекчий, скорее всего представляющих подошву или взломанную корку лавовых потоков. Подобное чередование серпентинитовых и габброидных линейных тел Барунбаянского массива с лавовыми тектоническими пластинами разного состава указывает на чешуйчато-покровную структуру офиолитового разреза.

2. В бассейне р. Алаг-Цари-Гол лавовая толща мощностью до 1,5 км участвует в строении интенсивно дислоцированного тектонического покрова площадью около 500 км<sup>2</sup>, надвинутого на северо-востоке на гранито-гнейсовый купол дорифейского фундамента, а в юго-западной части, близ Хаджала, также по тектонической поверхности контактирующего с терригенно-карбонатными отложениями дархатской и хубсугульской серий. Его внутреннее строение осложнено складчатыми дислокациями с преобладающим северо-восточным простиранием осей складок, запрокинутых в сторону надвига на контакте с метаморфитами автохтонного основания. В юго-восточной части пластины лавы ассоциируют с расслоенными габброидами, содержащими линзы амфиболитованных пироксенитов и в отдельных зонах превращенными в габбро-амфиболиты.

В целом лавовая толща представлена рассланцованными, особенно в зонах тектонических контактов, метаморфизованными до стадии зеленых сланцев породами, сохраняющими четкие реликты эффузивной природы и в отдельных пачках обнаруживающими шаровую структуру в виде смятых и развальцованных лавовых подушек зонального строения. В низах толщи преобладают толеитовые базальтовые пиллоу-лавы с линзами и протяженными горизонтами известняков мощностью до 30 м, а также прослоями (1—2 м) тонкопластинчатых пестроокрашенных кремней. Вверху появляются пачки андезитов и андезито-дацитов. В общем разрезе офиолитовых вулканитов Восточного Прихубсугулья эта мощная, относительно слабо дифференцированная серия подушечных толеитовых лав, по-видимому, располагается выше высокомагнезиальных базальтов р. Эгийн-Гол.

3. В районе слияния рек Эгийн-Гол и Ури-Гол к северо-востоку от сомона Эрдэнэ-Булган распространена толща подушечных базальтов и андезито-базальтов, приуроченных, по-видимому, к верхней части воссозданного офиолитового разреза. Пространственно они совмещены с многочисленными линейными телами ультрамафитов и вместе с последними участвуют в строении зоны Уригольского серпентинитового меланжа. Наши данные в совокупности с материалами предыдущих исследователей [Ильин, 1982; Пинус и др., 1984] позволяют охарактеризовать ее как значительную по мощности (не менее 1,5—2 км), практически недифференцированную серию высокотитанистых, высоко- и умеренно щелочных базальтов и андезито-базальтов, содержащих резко подчиненные по объему горизонты кремней и известняков. В низах разреза карбонатный материал цементирует мелкие ( $d = 20 \div 30$  см) пиллоу. В других местах присутствует в виде разных по форме и размерам (до 1 км) фрагментов известняков. Фрагментарность отдельных частей лавового, известнякового и кремнистого разрезов, отсутствие возможности проследить их на площади, незакономерная смена в пространстве — все это напоминает строение олистостромовой толщи к западу от Эрдэнэ-Булган в районе горы Цахир-Ула. Однако плохая обнаженность лишает нас возможности более веской аргументации присутствия этих образований.

Охарактеризованный разрез офиолитов перекрыт чрезвычайно изменчивыми по

латерали мощными вулканогенно-осадочными толщами. Они изучены нами на трех вышеуказанных участках, а также в бассейне р. Уляд-Гол. По особенностям внутреннего строения и состава они варьируют от чисто осадочных до существенно вулканогенных. Несмотря на преимущественно тектонические контакты с офиолитовыми базальтами, их относительно более высокое положение в разрезе однозначно определяется развитием граувакковых тонко- и грубообломочных накоплений — продуктов разрушения лавовой толщи офиолитов. Мощность изменяется от минимальной в 2–3 км до более значительной, трудно поддающейся определению из-за покровно-чешуйчатого строения. Эти толщи состоят из переменного количества граувакк, кремнистых и карбонатных отложений, туфогенных пород, углеродистых сланцев, а также вулкани- тов разного состава.

В районе р. Алаг-Цари-Гол на восточном побережье оз. Хубсугул это преимущественно тонкообломочная с горизонтами метаконгломератов, метапесчаников и туффи- тов толща, содержащая подчиненные горизонты известняков, кремнистых пород, риоли- тов, кислых туфов, реже базальтов.

В среднем течении р. Эгийн-Гол на протяжении всего лишь 30–40 км толща меняет свой характер от осадочных флишеидных и молассовых разрезов грауваккового состава до преимущественно тонкообломочных граувакк с кремнисто-карбонатным материалом. В составе их часто присутствуют лавовые и пирокластические образова- ния дифференцированной андезит-дацит-риолитовой известково-щелочной серии, иногда с пачками толеитовых базальтов в основании [Ильин, 1982; Кебезинская, Прусевич и др., 1984].

В бассейне р. Уляд-Гол — правого притока р. Бургалытан-Гол — перекрывающая офиолиты толща сложена metabазальтами, метаандезитами, метадацитами и метарио- литами типичной дифференцированной известково-щелочной серии видимой мощ- ностью около 3 км, содержащей многочисленные горизонты и пачки туфовых брекчий, туфовых конгломератов и перестолженных туфов с градационной слоистостью.

Таким образом, в Восточном Прихубсугулье воссоздается обобщенный офиолитовый разрез, представленный последовательностью пород: ультрамафиты, полосчатый ком- плекс, габброиды, лавы преимущественно основного состава. Он перекрыт мощными вулканогенно-осадочными толщами с лавами островодужного типа.

Еще раз необходимо подчеркнуть, что между отдельными частями обобщенного офиолитового разреза в настоящее время практически повсеместно наблюдаются текто- нические взаимоотношения, что отмечено всеми исследователями Монголии. Однако природа этих тектонических контактов трактуется по-разному. С нашей точки зрения, имеется достаточно данных, свидетельствующих в пользу покровно-чешуйчатого строе- ния офиолитовых ассоциаций, входящих в состав дархатско-хубсугульского структур- но-вещественного комплекса ( $R_3 - E_1$ ). Помимо вполне определенных случаев карти- рования надвиговых границ между отдельными тектоническими пластинами (например, район р. Алаг-Цари-Гол), об этом говорят следующие факты: 1) сближенность форма- ций вулканических пород и осадочных пород одного латерального ряда, формировав- шихся в резко различных, первоначально пространственно удаленных геотектонических обстановках; 2) все породы офиолитов до гипербазитов включительно рвутся калие- выми гранитами, являющимися продуктами плавления континентальной сиалической коры; 3) более высокая степень метаморфизма более молодых отложений.

Не исключено также, что, помимо тектонической разобщенности отдельных магма- тических членов классической офиолитовой триады, мы имеем дело и с разнородиро- ванными частями первоначально полных офиолитовых разрезов. Об этом свидетель- ствует закономерная приуроченность в Восточном Прихубсугулье нижних габбро-гипер- базитовых частей к ядрам гнейсово-купольных структур автохтонного фундамента, а его верхних вулканогенно-осадочных частей — к крыльям этих структур.

Необходимо отметить, что местами наблюдаемая тесная пространственная связь магматических членов офиолитовой триады не означает их комагматичности. Отмечае- мая иногда общность обусловлена лишь генезисом в пределах верхней мантии. Даль- нейшая эволюция и становление каждого члена разные, что обусловило различные, в том числе и интрузивные; взаимоотношения, а также особенности эволюции составов.

Офиолитовые комплексы Монголии представляют остатки рифейской палеоокеани- ческой коры, и большинство из них, в первую очередь комплексы с сериями параллель- ных даек, было образовано через спрединг. Скв. 504В в Костариканском рифте факти-



чески подтвердила принципиальное тождество разреза океанической коры с разрезом, предполагавшимся по офиолитовой модели, вскрыв не только толщу толеитовых базальтов, но и комплекс параллельных даек низов второго слоя [Initial..., 1983]. Установлено несколько разновозрастных офиолитовых комплексов:  $R_3-V$ ,  $PZ_1$  и  $PZ_2$  [Геология..., 1979]. В их пространственном расположении обнаруживается тенденция омоложения с севера на юг. Максимум образования офиолитов падает на  $R_3-E_1$ .

Офиолиты почти всегда находятся в аллохтонном залегании, нередко обнаруживая сближенность пород, формировавшихся в резко различных и удаленных геотектонических обстановках, либо пород, резко различающихся по степени метаморфизма. Это указывает на существенные горизонтальные перемещения, амплитуду которых вряд ли можно оценить сейчас объективно.

Поскольку оценке *PT*-условий метаморфизма и палеотектоническим реконструкциям будут посвящены отдельные главы, здесь перечислим лишь самые характерные особенности. По степени метаморфизма офиолиты Монголии отвечают условиям преимущественно фации зеленых сланцев и тем отличаются от офиолитов смежных территорий Сибири и многих фанерозойских офиолитов мира, претерпевших главным образом метаморфизм повышенных давлений в условиях фации глаукофановых сланцев. Палеотектонические реконструкции показывают, что лучше всего образование офиолитов Монголии согласуется с гипотезой о преобладающем формировании их в обстановке окраинный бассейн—островная дуга со сложной эволюцией палеоокеана.

## ГЛАВА II

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАВ И ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК ВЕРХНЕРИФЕЙСКО-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ МЕТАОФИОЛИТОВ МОНГОЛИИ

Исследование состава вулканических пород метаофиолитовых ассоциаций имеет первостепенное значение для выяснения генезиса офиолитов, в первую очередь для решения двух следующих взаимосвязанных проблем: петрологических аспектов магмообразования и реконструкции палеотектонических режимов изучаемых регионов.

Эти проблемы, особенно вторая, рассмотрены нами на основе детального изучения химизма, микрокомпонентного состава и распределения редких земель в метавулканитах верхнерифейско-нижнекембрийских офиолитов Монголии, а также на основе сравнительного анализа этих пород с фанерозойскими офиолитовыми вулканитами многих типичных областей мира и их возможными аналогами в разрезе коры современных океанов. При этом, помимо многочисленных собственных данных, включающих новые результаты геолого-петрологического изучения (150 оригинальных химических анализов пород, сотни определений микрокомпонентов в 100 пробах и редкоземельных элементов в 30 пробах), использован обширный литературный материал по проблеме в целом и значительно более редкие публикации по офиолитовым вулканитам МНР. Методологические и иные особенности проведенного изучения древних вулканитов метаофиолитовых ассоциаций изложены ниже.

**Общие замечания.** Успешное решение проблемы генезиса офиолитов зависит от изучения всех магматических составляющих классической офиолитовой триады. Однако на сегодняшний день индикаторная роль их в этом отношении неравноценна, особенно для актуалистических исследований, имеющих целью установление палеотектонической обстановки формирования офиолитов. Рассматривая офиолиты как фрагменты палеоокеанической коры в складчатых поясах, приходится считать с тем, что в современном океане породы низов коры (ультрабазиты, габбро) труднодоступны и еще сравнительно слабо изучены. Немаловажно и то обстоятельство, что сведения о них получены только по материалам драгирования, ибо скважины глубоководного бурения на дне океана углубились пока лишь в базальтовый слой, в единичных случаях достигая горизонта параллельных даек [Initial..., 1983]. Поэтому, несмотря на отдельные успешные попытки использования этих образований, в частности габброидов, для выделения разных типов офиолитов и соответствующих петрогенетических выводов

[Sergi, 1981; Vescalva et al., 1983], представляется пока целесообразным исследовать офиолитовую проблему по вулканитам — самым распространенным и наиболее изученным (в том числе по результатам глубоководного бурения) породам верхних частей океанической коры, находящимся в разных геодинамических обстановках современного океана, а также в офиолитовых ассоциациях фанерозойских складчатых поясов континентов.

В настоящей работе рассмотрена главным образом петрология вулканитов, слагающих верхнюю часть офиолитового разреза Монголии включая лавовые покровы и дайковые комплексы; петролого-минералогическая характеристика и химизм мафит-ультрамафитовой части офиолитового разреза исследуемой территории были описаны недавно в сводке по гипербазитам МНР [Пинус и др., 1984]. Укажем также, что при изучении петрологии офиолитовых лав Монголии и метавулканитов вообще особое внимание уделялось трем следующим проблемам: 1) влиянию интенсивности метаморфизма и подводного выветривания на сохранность первичного валового состава и структурно-литологических особенностей; 2) выбору наиболее инертных в процессе этих изменений и наиболее информативных для тектономагматической интерпретации элементов; 3) оценке существующих методов реконструкции первичной природы метаморфических толщ.

При изучении древних ( $R_3$ — $E_1$ ) вулканитов метаофиолитовых ассоциаций Монголии установление принадлежности их к определенному магматическому типу или серии и решение других петрогенетических проблем осложняется тем, что породы, как правило, претерпели региональный метаморфизм низких ступеней. Вследствие этого возможна их некоторая химическая модификация как результат локального перераспределения элементов даже при условии изохимичности метаморфического процесса в целом. Встает вопрос о возможности использования тех или иных петрологических и химических характеристик при обсуждении генезиса офиолитов с актуалистических позиций. Очевидно, нет оснований оспаривать возможную подвижность большей части главных и малых компонентов, редкоземельных элементов в том случае, когда породы подвергаются метасоматическим и гидротермальным изменениям в отдельных специфических тектонических зонах. Иначе обстоит дело, когда рассматриваются древние вулканиты метаофиолитовых ассоциаций фанерозойских складчатых областей или породы 2-го и 3-го слоев океанической коры современных акваторий, в которых практически повсеместно фиксируются региональные низкотемпературные метаморфические превращения и аутометаморфические изменения. Так, минеральные превращения, установленные нами при изучении мезозойских расслоенных габброидов, даек габбро-диабазов, базальтов и андезито-базальтов, драгированных с подводного хребта Ширшова в 29-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" и представляющих океаническую кору глубоководной Командорской впадины [Богданов и др., 1985], оказались практически идентичными метаморфическим парагенезисам регионально метаморфизованных рифейских габброидов Алаг-Царигольской офиолитовой ассоциации и даек базальтов и андезито-базальтов из офиолитов Восточного Прихубсугуля в Монголии [Кепежинскас, Кепежинскас, 1984].

Это подтверждается и другими данными, в частности сохранностью петрохимических особенностей вулканических пород островодужной тектонической позиции начиная с раннего докембрия ~ 2,7 млрд лет тому назад. Отмечено, что литологические особенности, главные и малые компоненты состава и другие черты толеитовых и известково-щелочных островодужных серий позднеархейских зеленокаменных поясов провинции Суперьюр в Канаде аналогичны соответствующим породам современных островодужных систем [Varaga, 1966; Varaga, Goodweep, 1969; Miyashiro, 1974]. Прямое сравнение текстурных, минералогических и изотопных характеристик измененных пород офиолитового комплекса Семайл в Омане и аналогичных образований современной океанической коры обнаружило удивительное сходство геохимических, минералогических вариаций и содержания стабильных изотопов в плутонических и гипабиссальных породах указанных объектов [Stakes, Taylor et al., 1984].

Сопоставление неоднородно-метаморфизованных, связанных постепенными переходами зеленокаменных подушечных лав офиолитовой тектонической пластины Алаг-Цари-Гол в Восточном Прихубсугуле, в одном случае сохраняющих вулканические и шаровые структуры, в другом — интенсивно перекристаллизованных и превращенных в сланцы с реликтами первичных эффузивных структур, показало идентичность

их состава по всем основным параметрам за исключением содержаний щелочей. Более того, во всех пиллоу-лавах различных ( $R_3-E_1$ ) офиолитовых зон Монголии сохранено первичное различие составов между периферией и центром индивидуальных пиллоу, обусловленное магматической дифференциацией и присущее шаровой структуре, а не шаровой отдельности, как по концентрации главных и малых компонентов, так и по распределению редких земель (анализы 301-81 и 307-81 в прил. I, II и табл. 7). Для архейских коматиитов Карелии, претерпевших метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, также доказана сохранность первичного состава пород в отношении всех главных компонентов за исключением щелочей и летучих [Богатиков и др., 1984].

Из приведенных примеров ясно, что это не является случайным совпадением. Систематические петрохимические исследования и теоретические балансовые расчеты показывают, что в ходе региональных низко- и среднетемпературных метаморфических изменений петрогенные элементы, кроме щелочей и летучих, ведут себя инертно.

Что касается микрокомпонентного состава, то, несмотря на отмечаемую в ряде случаев относительную мобильность при метаморфизме низких ступеней и подводном выветривании Rb, Ba и некоторых других элементов, а также большую подвижность легких редких земель (ЛРЗЭ) по сравнению с тяжелыми (ТРЗЭ) [Nesbitt et al., 1979], многие элементы остаются химически стабильными в процессе низко- и среднетемпературного метаморфизма и подводного выветривания. Это в основном группа немобильных и переходных катионов высокого ионного потенциала, в большинстве случаев имеющих небольшие значения коэффициентов распределения [Cann, 1970; Pearce, 1975; Miyashiro, Shido, 1975; Humpries, Thompson, 1978; Pearce, Norry, 1979]. К ним относятся Ti, P, Cr, V, Nb, несколько в меньшей степени Ni, Co. Такие элементы, как Th, Hf, Ta, являются особенно чувствительными индикаторами условий образований пород широкого ряда от основных до кислых и применяются для тектономагматических классификаций [Wood, 1980].

Таким образом, в целях изучения петрологии древних офиолитовых лав Монголии и выяснения палеотектонической обстановки их формирования использованы выборочные геохимические параметры, значительная часть редких земель, а также элементные соотношения, характерные для магматического, а не метаморфического процесса.

При этом подчеркнем, что представление об исключительности индикаторной роли геохимических характеристик, в частности впервые примененных Дж. Пирсом и Дж. Канном в качестве дискриминаторов офиолитового петрогенезиса немобильных редких элементов, является сильно преувеличенным. По мере накопления большого количества геохимических данных при их интерпретации появляются те же трудности и противоречия, что возникали и в случае накопления огромного фактического материала по главным петрогенным элементам, приведшего к стиранию различий однотипных пород в разных геотектонических обстановках. Использование для диагностики тектонических режимов только одних геохимических данных, в том числе только редких элементов, может привести, как ранее отмечалось, к ошибочным результатам [Morrison, 1978; Holm, 1982].

Поэтому в работе нами применен комплексный подход, включающий использование петрогенных элементов, малых компонентов и редких земель. Однако при этом первостепенное значение придается сравнению серий пород с выявлением вариационных трендов эволюционирующих исходных магм. Последнее в настоящее время представляется более правильным и перспективным, чем химическая идентификация индивидуальных пород и сравнение средних составов отдельных их групп. Достаточно привести пример с толеитами океанических структур, различия между которыми с появлением огромного количества аналитических данных сnivelированы в отношении не только главных окислов, но и содержания редких элементов [Кеппежинская, Прусевич и др., 1984]. В разных геотектонических обстановках океана встречаются однотипные или близкие по составу толеитовые базальты, что свидетельствует о мантийном источнике генерации этих магм. Наблюдающиеся вариации составов чаще связаны, вероятно, с неоднородностью первичного состава магматического источника в разных частях океанической литосферы и реже зависят от конкретной геотектонической позиции. В этом случае простое сравнение средних составов метабазитов офиолитовых комплексов с современными базальтами различных обстановок и даже применение линейных дискриминаторов типа  $D(x)$  [Pearce, 1976] малоэффективны и носят сугубо вспомо-

гательный характер. Более важны идентификация и сравнение магматических серий пород с выявлением различных вариационных трендов, что в сочетании с другими критериями приводит к хорошим результатам при воссоздании геотектонических условий формирования офиолитов. Хотя преимущество статистических методов, в первую очередь нелинейных дискриминантных функций и пр., в данном случае очевидно, для целей сравнительного геохимического анализа используются главным образом двухмерные и трехмерные графики, так как в задачи работы не входит разработка соответствующих новых методик сравнения, а существующие в геологической литературе линейные дискриминаторы и иные методы часто не обнаруживают преимущества перед графическими методами.

Учитывая относительную мобильность щелочей в процессе низко- и среднетемпературного метаморфизма, при выделении и сравнительном анализе главных магматических серий были исключены диаграммы с участием  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . В их число попала популярная, но часто неправильно применяемая для разделения измененных толеитовых и известково-щелочных серий диаграмма  $AFM$ , а также не менее широко распространенная диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , дискриминирующая породы на щелочные и субщелочные. Выявить возможные истинно щелочные вулканы среди зеленокаменных лав можно, используя известную для щелочных серий корреляцию  $\text{TiO}_2$  со щелочами. Так, для выделенных в работе высокотитанистых ( $\text{TiO}_2 = 1,7 \div 3,25$  масс. %), высокощелочных ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,8 \div 8,0$  масс. %) и умеренно щелочных ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,0 \div 6,75$  масс. %) серий коэффициенты корреляции ( $r_{\text{TiO}_2 \Sigma \text{щел}}$ ) соответственно  $\geq 0,9$  и  $0,7$ , в то время как для субщелочных толеитовых и известково-щелочных серий, содержащих как слабо измененные породы, так и альбитизированные разновидности,  $r_{\text{TiO}_2 \Sigma \text{щел}}$  варьирует от 0 до  $-0,7$ .

Принадлежность пород к определенной субщелочной магматической серии устанавливали путем анализа их трендов дифференциации с выявлением боуэнзовского или феннеровского типа эволюции. Последние в системе  $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2$  характеризуются направлением фракционной кристаллизации в сторону обогащения остаточной жидкости соответственно щелочами и  $\text{SiO}_2$  или Fe. Существование этих двух главных путей магматического развития многократно подтверждено результатами петрологического и экспериментального изучения природных и модельных систем  $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ ;  $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CaO}$ , в которых, в частности, подчеркивается роль окислительно-восстановительных условий в эволюции основных и средних магм [Эволюция..., 1983; Бабанский и др., 1983; и др.]. Эти принципы были использованы для классификации вулканических, в том числе офиолитовых, серий на диаграммах вариаций содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{FeO}^*$  по отношению к  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  ( $\text{FeO}^*$  — суммарное железо в виде FeO) [Miyashiro, 1974]. Несмотря на ограниченное число компонентов состава, рассматриваемых в данном случае, они сохраняют свое значение по существу, особенно при использовании данных дискриминаторов в совокупности с редкоземельными и редкоземельными характеристиками.

Такого рода классификационные геохимические диаграммы применены к породам, которые, несмотря на низко- и среднетемпературные метаморфические преобразования, сохранили полностью или частично минералогические и (или) структурно-текстурные признаки магматического происхождения. К ним относится подавляющее большинство (и все проанализированные в работе породы  $R_3-E_1$ ) офиолитов Монголии. Тем не менее в единичных случаях (Центрально-Монгольское поднятие) для пород этого возраста и гораздо чаще в зеленокаменных образованиях близкого ( $R_1(?) - 2$ ) возраста отмечается интенсивный дислокационный метаморфизм. Например, в локальных зонах шаровые лавы алаг-царигольских офиолитов, района Дариби превращены в зеленые сланцы, утратившие первичные петрографические особенности. Если в этом случае идентифицировать зеленые сланцы как вулканогенные породы не составляет труда благодаря латеральному переходу их в малоизмененные лавы или сохранившимся местами в виде развальцованных пиллоу визуальных реликтов подушечного сложения, то в случае зеленых или шиферных сланцев нижнего-среднего рифея (тем более для высокометаморфизованных пород докембрия) решение часто не столь очевидно.

Существуют различные критерии распознавания дометаморфических протолитов, основанные на представлениях об изохимичности процесса регионального метаморфизма пород и сравнении последних с определенными эталонными группами изверженных и осадочных образований. К ним относятся как количественно-минералогические [Ру-

денко, Руденко, 1979], так и разнообразные петрохимические методы, среди которых сравнительно хорошо аргументирована петрохимическая методика А.А. Предовского [1980], опробованная нами в работе при реставрации первичной природы интенсивно дислоцированных и метаморфизованных толщ  $R_3$ — $E_1$  в пределах Центрально-Монгольского, или Хархоринского, поднятия [Зайцев и др., 1982].

Перспективно также использование дискриминантного статистического петрохимического анализа, который в отличие от бинарных геохимических дискриминаторов, применявшихся для выявления пара- и ортогнейсов, учитывает многокомпонентный состав пород. Примером может служить дискриминантная функция  $D_x = 10,44 - 0,21 \text{ SiO}_2 - 0,32 \text{ Fe}_2\text{O}_3$  (суммарное Fe)  $- 0,98 \text{ MgO} + 0,55 \text{ CaO} + 1,46 \text{ Na}_2\text{O} + 0,54 \text{ K}_2\text{O}$ , успешно примененная для установления изверженных и осадочных пород среди докембрийских гнейсов Апслей гренвильской серии Онтарио [Shaw, 1972].

Для дальнейшего комплексного сравнительного анализа состава в целях выяснения геотектонических условий формирования зеленокаменных лав, измененных пород с реликтами первично-вулканического происхождения и полностью метаморфизованных пород с реставрированной магматической природой первостепенное значение имеет набор актуалистических эталонов, характеризующих разные геодинамические режимы океана. Некоторые эталоны вулканических серий определенной тектонической позиции претерпели существенные изменения в последнее время и в старом виде непригодны для таких сопоставлений. Это в первую очередь касается вулканогенных пород срединно-океанических хребтов, окраинных бассейнов и других океанических структур.

Мы попытались уже в данной работе учесть это обстоятельство и создать некоторые новые эталонные группы пород, отчасти подкорректировать и дополнить новыми материалами наши старые эталоны.

Таким образом, проблема офиолитового петро- и тектогенеза по мере возможностей решается на основе комплексного подхода, на базе наиболее испытанных методик воссоздания тектонических обстановок с использованием новых и улучшенных актуалистических эквивалентов. Среди других критериев, привлекаемых для решения указанной проблемы, в первую очередь учитывались следующие: характеристика осадочных пород региона, изверженных пород в соседних и более отдаленных районах, региональная стратиграфия и структурные взаимоотношения пород.

В будущем следует иметь в виду, что дальнейшие тектономагматические исследования такого плана настоятельно требуют: 1) характеристики новых комплексов как среди офиолитов, так и для океанических обстановок, желательно по материалам глубоководного бурения; 2) разработки новых многомерных статистических методик, включая нелинейные дискриминаторы и методики сравнения вариационных кривых; 3) широкого внедрения в практику петрологических работ результатов изотопного анализа соответствующих пород.

## ПЕТРОХИМИЯ ЛАВ ВАЖНЕЙШИХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ОКЕАНА

Обзор имеющихся петрохимических и геохимических данных для вулканических пород океана обнаруживает существенные пространственные вариации состава, а также большие различия в степени и особенностях процесса дифференциации, характерного для разных океанических структур. Тем не менее наиболее распространенным петрографическим типом пород океана остаются базальты, мощные разрезы которых аккумулируются в трех главных тектонических обстановках: срединно-океанических хребтах и абиссальных равнинах, островных дугах, интрадуговых бассейнах и окраинных морях. В табл. 3 даны средние составы базальтоидов для этих обстановок и их структурных подразделений. Так как целью работы является реконструкция геотектонической обстановки образования офиолитовых комплексов, то среди структурных элементов океана выбраны лишь те, состав вулканитов которых наиболее близок мафитовым породам верхов офиолитовых разрезов.

Для рассматриваемых океанических структур характерно развитие базальтов, принадлежащих главным образом трем петрохимическим типам вулканических серий — толеитовой, известково-щелочной и щелочной; в пределах последней выделяются высококальциевые базальты шошонитовой серии. Преобладают толеитовые базальты, две другие серии играют подчиненную роль.

Таблица 3

**Средние содержания (в числителе, мас. %) и средние квадратические отклонения (в знаменателе) окислов базальтоидов некоторых главных геотектонических обстановок океана**

Компоненты	Океан					
	I. Рифтовые зоны			II. Абиссальные равнины		III. Зоны внутриокеанических глубинных разломов
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	<u>49,74</u> 3,69	<u>50,02</u> 1,52	51,43	<u>50,60</u> —	<u>50,95</u> —	<u>49,63</u> 1,56
TiO <sub>2</sub>	<u>2,14</u> 0,80	<u>1,56</u> 1,50	1,09	<u>1,65</u> —	<u>0,98</u> —	<u>1,50</u> 0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>16,47</u> 1,91	<u>15,95</u> 1,58	15,13	<u>13,88</u> —	<u>14,92</u> —	<u>15,89</u> 1,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>4,21</u> 2,74	<u>2,40</u> 1,57		<u>4,37</u> —	<u>4,27</u> —	<u>8,98</u> 2,43
FeO	<u>6,44</u> 1,95	<u>7,61</u> 1,75	9,44	<u>8,78</u> —	<u>6,30</u> —	<u>4,94</u> 1,02
MgO	<u>6,24</u> 1,78	<u>8,12</u> 1,82	7,94	<u>7,17</u> —	<u>8,56</u> —	<u>6,76</u> 1,51
CaO	<u>10,67</u> 1,72	<u>11,16</u> 1,46	12,63	<u>10,75</u> —	<u>11,45</u> —	<u>7,92</u> 1,49
Na <sub>2</sub> O	<u>3,12</u> 0,81	<u>2,76</u> 0,49	2,09	<u>2,43</u> —	<u>2,14</u> —	<u>3,30</u> 0,67
K <sub>2</sub> O	<u>0,79</u> 0,72	<u>0,25</u> 0,27	0,15	<u>0,15</u> —	<u>0,09</u> —	<u>0,73</u> 0,30
N	55	104	161	15	22	8
F ат. %	48	40	40	50	43	52

Примечание. Номера колонок: 1 — толеиты, Восточно-Тихоокеанское поднятие; 2 — то же, Срединно-Атлантический хребет [Кепежинская, 1979]; 3 — известково-щелочные базальты, Срединно-Атлантический хребет [Stakes et al., 1984]; 4 — толеиты, впадина Науру; 5 — то же, плато Манихики [Щека, Куренцова, 1981]; 6 — то же, Императорский разлом [Рудник и др., 1982]; 7 —

Сравнение средних концентраций породообразующих окислов толеитовых базальтов показывает, что самые низкокальциевые базальты чаще всего встречаются среди толеитов срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин, наиболее магниезильные их разновидности характерны для фундамента океанических хребтов, а низкотитанистые — для островодужных толеитов. Эти особенности толеитов, выявленные еще на заре изучения океанических базальтов, сохранили свое значение и сейчас, но лишь в общем виде, поскольку полученные позднее данные привели к выводу о стирании различий между толеитами океанических структур в отношении не только главных окислов, но и содержания редких элементов, в том числе и редких земель [Furges et al., 1980; Holm, 1982; Morrison, 1978].

Если не ограничиваться сравнением средних составов, а проанализировать особенности эволюции вулканических серий и вариации химизма вулканических ассоциаций в разных геотектонических обстановках океана, то уже при рассмотрении валового со-

Океан		Активные окраины океана			
IV. Океанические острова		V. Островные дуги			VI. Окраинные бассейны
		на океанической коре	на континентальной коре		
7	8	9	10	11	12
46,86	49,82	51,60	52,12	50,80	48,88
2,74	1,29	2,32	1,92	1,52	0,90
3,04	2,57	0,81	1,07	1,03	1,31
0,82	0,47	0,39	0,33	0,24	0,47
16,45	12,87	16,40	18,07	16,82	16,35
1,57	1,57	2,15	1,58	1,38	1,60
—	2,06	—	—	—	2,75
—	0,98	—	—	—	1,73
10,90	9,51	10,16	8,89	8,23	6,96
1,43	0,94	2,33	1,13	0,84	2,09
5,55	10,09	5,92	5,00	5,88	9,29
1,30	4,30	1,84	1,37	1,53	2,13
9,96	10,22	10,27	9,67	9,06	11,64
1,34	1,03	1,29	1,11	1,05	1,20
3,37	2,20	2,03	2,95	3,11	2,29
0,86	0,33	0,47	0,50	0,52	0,48
1,36	0,50	0,43	0,94	2,51	0,28
0,84	0,11	0,28	0,46	0,59	0,21
75	36	37	75	21	11
52	39	49	50	44	36

щелочные базальты, Атлантический и Индийский океаны [Pearce, 1976]; 8 — толеиты, Гавайи, вулкан Килауза [Кележинскас, 1979]; 9 — то же, Марианская впадина; 10 — известково-щелочные базальты, Япония, Курилы, Камчатка; 11 — шошониты, Фиджи, Папуа—Новая Гвинея [Pearce, 1976]; 12 — толеиты, бассейн Лау [Hawkins, 1976].

става намечаются петрохимические различия лав разных геодинамических режимов, а для некоторых океанических структур с учетом новых данных существенно расширяется спектр составов характерных серий пород. Вместе с тем структуры одинакового типа в пределах одного и того же или разных океанических бассейнов различаются петрохимическими особенностями продуктов свойственного им вулканизма. Это относится не только к срединно-океаническим хребтам, по простиранию которых существенно изменяется петрохимический тип базальтов (например, Срединно-Атлантический хребет), но и к спрединговым центрам одного и того же окраинного бассейна (Море Скотта), а также к сериям базальтов разных абиссальных плит. Однако степень изученности их неодинакова, и мы кратко рассмотрим лишь те из них, вулканические серии которых по комплексу признаков ближе всего офиолитовым лавам и при этом наиболее полно исследованы и опробованы подводными аппаратами, драгированием и глубоководным бурением.

**Абиссальные базальты плиты Наска** в восточной части Тихого океана, по материалам рейса 34 [Mazzullo, Venpe, 1976] и многочисленным драгированием [Campsie et al., 1984], существенно варьируют по составу, что, по-видимому, обусловлено фракционированием оливина и плагиоклаза из первичной магмы, генерированной частичным плавлением верхнемантийного перидотитового субстрата. Это умеренно и высокотитанистые базальты (1–3 мас.%  $TiO_2$ ) с низким содержанием Sr (90–130 г/т), сравнительно высокими концентрациями редких земель, особенно в наиболее фракционированных разновидностях, и весьма низкой магнезиальностью.

На дискриминационных диаграммах, графически разделяющих толеитовые и известково-щелочные серии (рис. 3, а), практически все составы абиссальных базальтов плиты Наска (168 анализов) находятся в пределах поля толеитовых пород и почти в классическом виде (тренд расплава Скергаард) обнаруживают феннеровскую тенденцию эволюции с прогрессивным обогащением остаточного расплава железом. Значительная часть пород характеризуется отсутствием или слабо отрицательной корреляцией  $SiO_2$  с железистостью. Вместе с тем намечается и более слабо проявленное по остаточным стеклам андезитового состава сопряженное увеличение  $SiO_2$  и  $FeO^*/MgO$ . Незначительное количество пород (4 из 168) обозначает поле кумулятивных образований. Изменение содержания Ti с ростом железистости (см. рис. 3) следует по характерному толеитовому пути развития, сначала существенно увеличиваясь, а затем несколько уменьшаясь на заключительных этапах дифференциации.

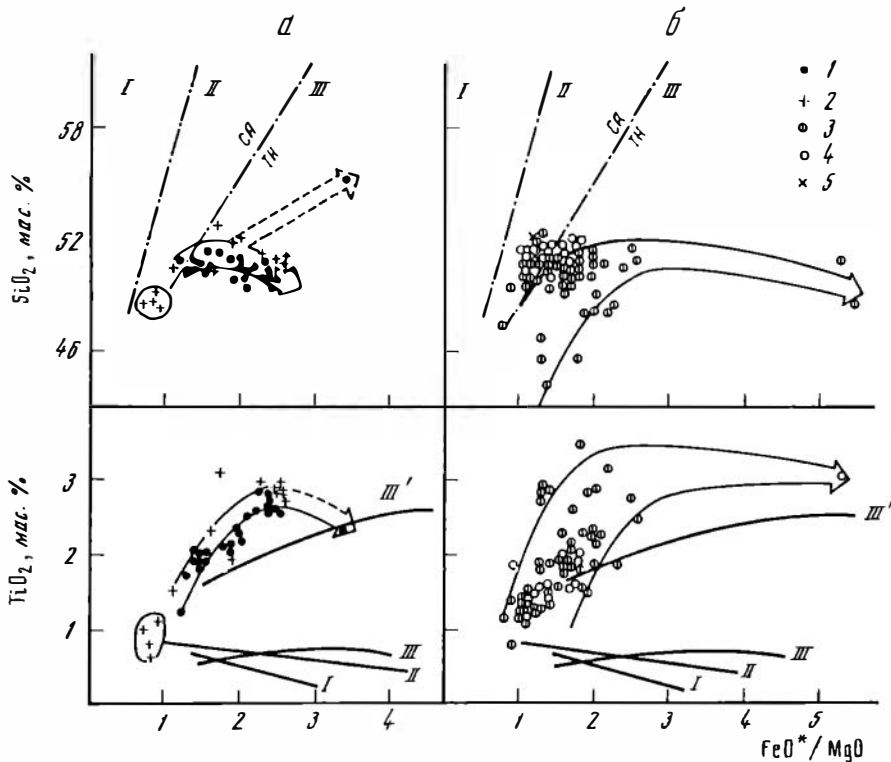
Базальты в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия на значительном расстоянии вдоль его осевой рифтовой зоны и на абиссальных возвышенностях непосредственно примыкающих океанических сегментов [Engel et al., 1965; Hekinian, 1971; Kay et al., 1970], как следует из рис. 3, б, также принадлежат толеитовому типу. Если исключить из рассмотрения предположительно кумулятивную ассоциацию базальтов абиссальных возвышенностей, обнаруживающих по петрогенным элементам, в частности на диаграмме  $SiO_2 - FeO^*/MgO$ , переходный к известково-щелочному магматическому типу характер, то подавляющая часть оставшихся базальтов, драгированных в разных частях Восточно-Тихоокеанского поднятия, является типичным представителем толеитовой серии. Они содержат нормативный и модальный оливин, клинопироксен, иногда гиперстен и остаточное кислое стекло, как и в единичных андезитовых дифференциатах плиты Наска. Но в отличие от последней здесь обособляются две ветви кварц-нормативных и оливин-нормативных базальтов, которые, скорее всего, являются продуктами однотипной феннеровской дифференциации несколько различных по насыщенности кремнеземом базитовых магм, связанных с плавлением гетерогенного верхнемантийного субстрата.

К аналогичным выводам о петрохимическом различии толеитовых базальтов отдельных сегментов Восточно-Тихоокеанского поднятия вдоль оси (рифтовой зоны) приводят анализ редкоземельных характеристик подводных базальтов и вариации содержания редких земель в них, в частности отношений La/Sm, которые имеют тенденцию к увеличению с приближением к трансформным разломам [Langmuir, Bender, 1984].

Подводные лавы Галапагосского спредингового центра и хребта Хуан де Фука в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, опробованные драгированием [Barr, Chase, 1974; Byerly et al., 1976; Clague, Bunch, 1976; Fisk et al., 1982], по геохимическим параметрам представляют необычную для океанических обстановок, к тому же в пределах срединно-океанического хребта, серию пород (рис. 4). Это также типично толеитовая серия низкокальциевых (0,02–0,30 мас.%  $K_2O$ ), умеренно и высокотитанистых существенно кальциевых (9–12,5 мас.% CaO) ферробазальтов с ярко выраженным феннеровским типом магматической эволюции. Другая замечательная особенность этой серии – наличие кислых дифференциатов включая андезиты и риодациты (58–72 мас.%  $SiO_2$ ), также сильно железистых с отношением  $FeO^*/MgO$ , варьирующим от 4,4 до 18,8. И хотя объем кислых пород незначителен, факт появления в специфических спрединговых центрах срединно-океанических хребтов сильно дифференцированных низкокальциевых и высокожелезистых толеитовых серий имеет большое значение для петрологии океанических пород и палеотектонических реконструкций, связанных с офиолитами.

Петрогенетическая интерпретация результатов минералогического и геохимического анализов стекол Галапагосской рифтовой зоны, а также теоретические модельные расчеты предположительно указывают на возможное происхождение дифференци-





**Рис. 3.** Разделение между толеитовыми (ТН) и известково-щелочными (СА) сериями вулканических и родственных изверженных пород на основе вариаций  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  с увеличением  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  [Miyashiro, 1975]

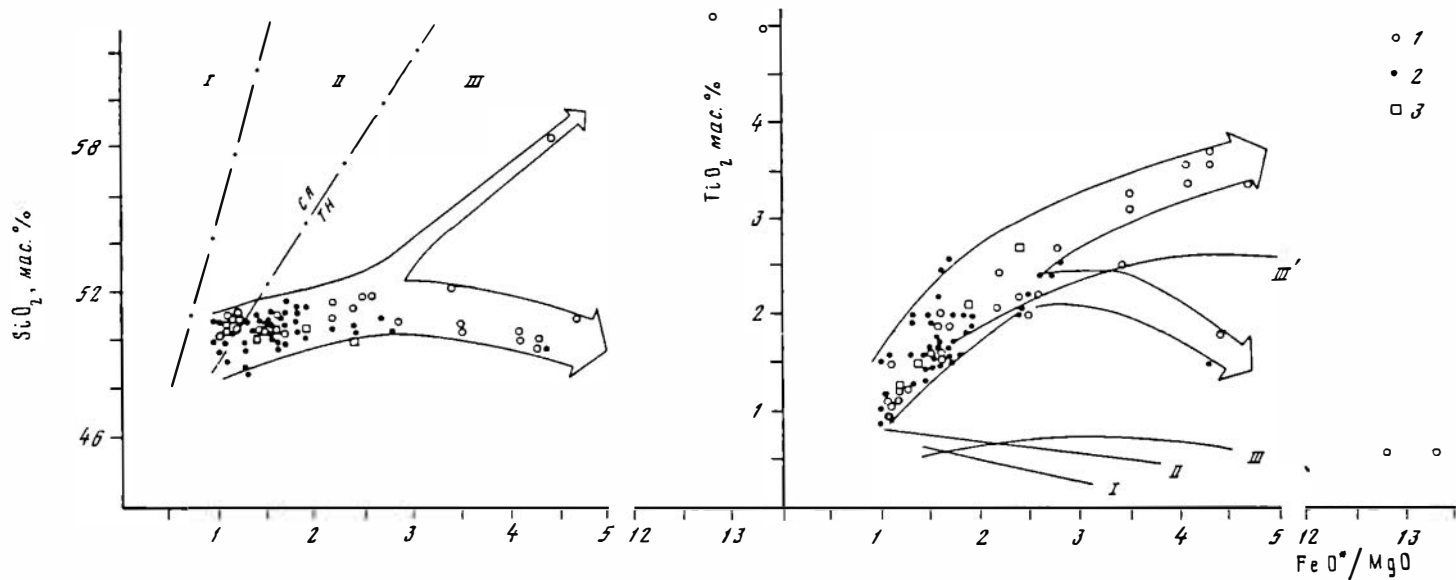
Поля составов серий (здесь и на аналогичных диаграммах): I — типичных СА, II — умеренных СА, III — ТН, а в координатах  $\text{TiO}_2$ — $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  — линии тренда дифференциации эталонных магматических серий: I — типичной СА вулкана Амаги (Япония); II — умеренной СА вулкана Асама (Япония); III — низкотитанистой ТН острова Тофуа (дуга Тонга); III' — высокотитанистой ТН интрузии Скергаард (Гренландия).

а — изменение содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  по отношению к  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  и тренды эволюции (стрелки) вулканических серий абиссальной равнины Наска (Тихий океан) [Mazzullo, Vence, 1976; Camarpsie et al., 1984]; 1 — рейс 34 глубоководного бурения, точки — средние составы 152 анализов; 2 — драгировки,  $n = 16$ .

б — то же для: 3 — Восточно-Тихоокеанского поднятия,  $n = 49$ ; 4 — абиссальных возвышенностей в Тихом океане ( $n = 13$ ); 5 — Чилийского поднятия,  $n = 2$  [Engel et al., 1965; Hekinian, 1971]

рованных толеитовых серий, обогащенных Ti и Fe, в зонах специфического мантийного субстрата, маркируемого высокими значениями магнитных аномалий. Они были генерированы процессами интенсивного (до 74%) кристаллического фракционирования в малоглубинных мантийных камерах. Это подтверждается как низкими температурами кристаллизации исходных магм, рассчитанными по термометру оливин—расплав и равными  $1217 \pm 10$ ,  $1180 \pm 30$  °С, так и невысокими давлениями, оценки которых не превышают 4–5 кбар, по данным изучения низкобарических (оливин + плагиоклаз) и несколько более высокобарических (клинопироксен ± плагиоклаз) равновесных парагенезисов, контролирующих процесс фракционирования в разных конкретных ситуациях [Fisk et al., 1982]. Прогрессивное обогащение остаточных кислых расплавов железом, достигающее пика 18,5% FeO, сопровождается увеличением концентрации крупноионных литофильных элементов (K, P, Ti) и легких редких земель (La, Sm), нередко отмечаемым в изверженных породах разреза океанической коры из зон трансформных разломов.

Базальтовые серии Срединно-Атлантического хребта обнаруживают вариации содержания главных петрогенных элементов и изменение геохимических особенностей по простиранию этой спрединговой структуры. Первые представления о наличии хими-



**Рис. 4.** Тренды дифференциации ферробазальтов, андезитов Галапагосского сегмента Восточно-Тихоокеанского поднятия [Clague, Vunch 1976; Byerly et al., 1976; Fisk et al., 1982]

1 – Галапагосский спрединговый центр,  $n = 25$ ; 2 – стекла Галапагосского рифта,  $n = 45$ ; 3 – хребет Хуан-де-Фука,  $n = 5$

чески гомогенного типа толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов, базирующиеся на сравнительно ограниченном числе аналитических данных [Kay et al., 1970; Engel et al., 1965; и др.], довольно скоро сменились (в том числе и для этого региона) представлениями о существовании различных петрографических и петрохимических провинций вдоль хребта с различающимися типами базальтов [Miyashiro, 1975; и др.]. Однако и тогда уже в пределах Срединно-Атлантического хребта отмечались кварц-нормативные и оливин-нормативные базальтовые группы, содержащие магнезиальный оливин, клинопироксен, основной плагиоклаз и остаточное стекло, иногда с кристаллами тридимита. Несмотря на отсутствие модального и нормативного нефелина, в ряде случаев намечались слабо проявленная щелочная тенденция, а также появление существенно плагиоклазовых высокоглиноземистых базальтов и обилие кумулятивных разновидностей. От базальтов спрединговых хребтов Тихого океана аналогичные породы Атлантики отличали, в частности, по низкому значению отношения  $FeO^*/MgO$ , не превышающему 2. К настоящему времени на основе обширных материалов по глубоководному бурению и драгированию эти различия подтвердились и подвели к представлению о существовании, по крайней мере, двух типов базальтов, связанных с различными скоростями спрединга в отдельных сегментах Срединно-Атлантического хребта, гетерогенностью верхней мантии, различиями в глубине магматических источников на уровнях шпинелевой и плагиоклазовой фаций и последующей эволюцией генерированных расплавов [Morel, Hekinian, 1980; Дмитриев и др., 1984; Presnal, Hoover, 1984; Stakes et al., 1984; и др.]. Пересыщенные кремнеземом кварц-нормативные базальты и насыщенные кремнеземом базальты различаются содержаниями Ti, Na и вариациями отношения  $FeO^*/MgO$ , равными в среднем соответственно  $1,1 \pm 0,2\%$  и  $1,7 \pm 0,3\%$ ;  $2,2 \pm 0,2\%$  и  $2,8 \pm 0,2\%$ ;  $1,22 \pm 0,2\%$  и  $1,36 \pm 0,2\%$ . Одновременно изучение свежих базальтовых стекол и афировых лав указывает на обогащение кварц-нормативных базальтов крупноионными литофильными элементами (Rb, Cs, Sr, Ba, Y, Zr, Hf и др.), а также легкими редкоземельными элементами [Bryan et al., 1976].

Кроме того, что в отдельных сегментах Срединно-Атлантического хребта фиксируются значительные вариации петро- и геохимических особенностей базальтов, в целом они еще и существенно отличаются от базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия. На рис. 5 видно, что как в выборках, включающих результаты первых анализов ( $n=50$ ) случайных драгировок вдоль всего Срединно-Атлантического хребта [Кепежинская, 1979], так и в детально исследованных базальтовых стеклах определенных структур хребта на севере [Stakes et al., 1984] и юге [Дмитриев и др., 1984] Атлантики весьма сильно, особенно в первом случае, проявлена известково-щелочная тенденция. Различаясь несколько петрохимически, закалочные стекла базальтов южного полигона драгирования ( $n = 39$ ) и базальтовые стекла рифтовых долин Фэймос и Эмар на севере ( $n = 168$ ) в отличие от типичных толеитовых серий спрединговых структур Тихого океана сочетают признаки толеитовых и известково-щелочных магматических серий. В относительно малоглубинных породах рифтовых долин северного сегмента довольно четко обозначена боуэновская тенденция эволюции. Вместе с тем они сохраняют свойственную толеитовым сериям положительную корреляцию  $TiO_2$  и  $FeO^*/MgO$ , хотя и на гораздо меньших уровнях концентрации Ti и значений железистости.

Следует отметить, что в редких случаях, когда в офиолитах установлено наличие подушечных лав типа базальтов срединно-океанических хребтов, как это имеет место, например, в лигурийских офиолитах [Venturelly et al., 1981], с нашей точки зрения, речь идет о сходстве именно с этим североатлантическим типом слабо дифференцированных базальтов срединно-океанических хребтов, проявляющих, как и некоторые окраинно-морские толеиты, островодужную известково-щелочную тенденцию развития.

Для сравнительного анализа офиолитовых лав с их современными аналогами особое значение имеют вулканические серии междуговых впадин и окраинных бассейнов, особенно широко развитых в западной части Тихого океана. Так же как и срединно-океанические хребты, они представляют современные спрединговые структуры, образованные расширением литосферы позади активных вулканических дуг. Это одна из геодинамических обстановок формирования океанической коры, обладающая рядом специфических особенностей состава, обусловленных тектонической позицией в зоне перехода океан—континент. В зависимости от механизма образования окраинных бассейнов (раскалыванием островных дуг, деструкцией континентальных окраин

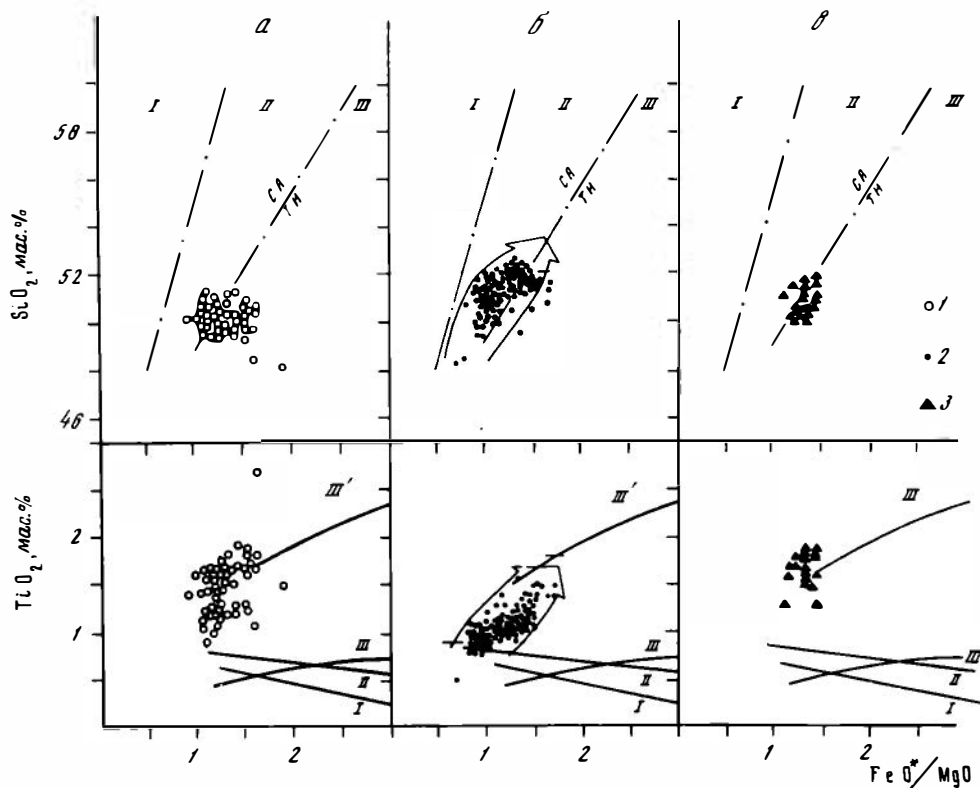


Рис. 5. Вариации  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  с увеличением железистости в разнотипных базальтах спрединговых структур Срединно-Атлантического хребта в целом (а), северного (б) и южного (в) сегментов хребта

1 — первые несистематические данные по Срединно-Атлантическому хребту [Кепежинская, 1979],  $n = 53$ ; 2 — базальты рифтовой долины Фэймос и смежной территории в северном сегменте хребта,  $n = 182$  [Morel, Hekinian, 1980; Dick et al., 1984; Stakes et al., 1984; Walker et al., 1984]; 3 — базальты рифтовой долины южного сегмента хребта,  $n = 22$  [Дмитриев и др., 1984]

или иным способом), а также особенностей процесса магматической генерации и состава мантийного субстрата химический состав вулканических пород дна таких морей весьма различен. Для наглядности приведем три примера, достаточно хорошо охарактеризованные геофизическими и тектоническими данными.

Окраинный бассейн Лау локализован между фронтальной вулканической дугой Тонга и ремнантной дугой подводного хребта Лау на юго-западе Тихого океана. Вулканические породы, драгированные с ложа этого бассейна [Hawkins, 1976; Gill, 1976], представлены слабо дифференцированной серией низкоглиноземистых и низкокальциевых (0,03–0,47 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$ ) базальтов, среди которых отмечены как кварц-, так и оливин-нормативные разновидности с характерным оливин-плагиоклазовым парагенезисом вкрапленников. Подавляющая часть базальтов с единичными представителями андезитового и дацитового составов имеет более низкие содержания Ti по сравнению с базальтами Восточно-Тихоокеанского поднятия и тем более с ферробазальтами Галапагосского спредингового центра, у которых такие же значения  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ . Средние содержания Ni, Cr, V равны соответственно 191, 429 и 224 г/т. Содержание Sr варьирует от 75 до 180 г/т, что сопоставимо с концентрациями этих элементов в базальтах абиссальных плит восточной части Тихого океана и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Однако породы бассейна Лау имеют более высокие, чем большинство разнообразных базальтов срединно-океанических хребтов, отношения  $\text{Sr}^{85}/\text{Sr}^{86}$  ( $0,7036 \pm 2, 0,7040 \pm 14$ ); по сравнению с последними они обогащены легкими (La = 3,3; 4,9; 9,0 г/т) и деплеированы тяжелыми редкими элементами, обеднены Zr и Hf. Эти породы рассматри-

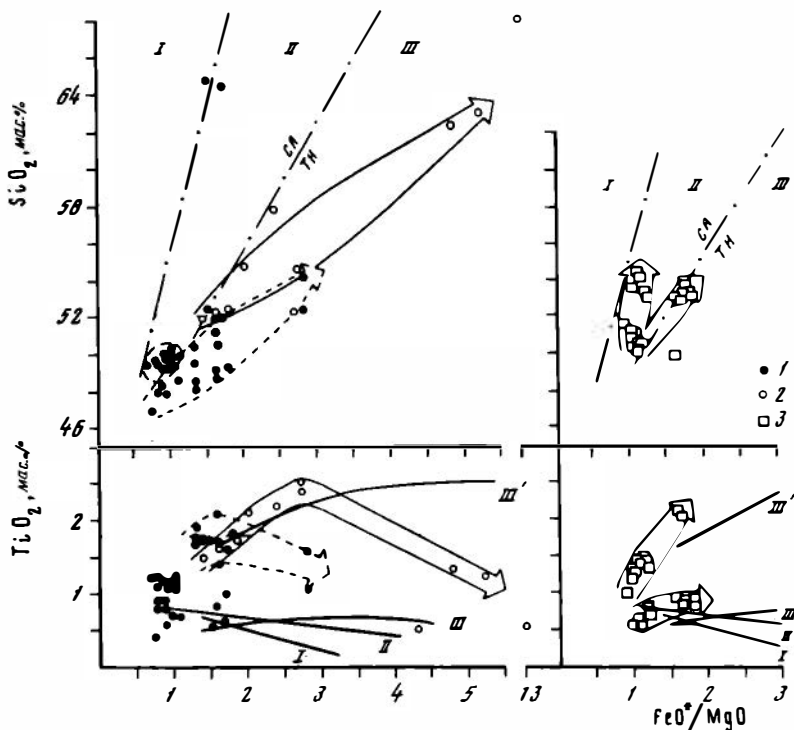


Рис. 6. Тренды эволюции и петрохимические типы вулканических серий окраинных бассейнов 1. — междуговой впадины Лау,  $n = 34$  [Gill, 1976; Hawkins, 1976], 2 — задуговой впадины Брэнсфэлд Стрэт,  $n = 10$  [Weaver et al., 1979], 3 — Южно-Сандвичевой задуговой впадины,  $n = 21$  [Saunders, Tarney, 1979]; замкнутый контур — составы кумулятивных пород

вают как производные магм, выплавленных из мантийных перидотитов на глубине около 50 км, а наблюдаемые вариации состава, в частности появление обогащенных плагиоклазом кумулятивных базальтов, связывают с низкобарическим фракционированием исходных расплавов [Hawkins, 1976; Gill et al., 1984].

На дискриминационных диаграммах (рис. 6) базальтовая серия бассейна Лау обнаруживает четкую толеитовую тенденцию развития, но от типичных толеитовых серий Восточно-Тихоокеанского поднятия и толеитовых базальтов абиссальной плиты Наска отличается меньшей кремненасыщенностью и титанистостью при одинаковых значениях железистости. Меньшая часть плагиофировых кумулятивных базальтов Лау, как и кумулятов абиссальных толеитов Наска, попадает в поле умеренно известково-щелочных серий.

Вулканические серии Брэнсфэлд Стрэт — узкого грабенообразного бассейна, расположенного за Южно-Шетландской вулканической дугой и отделяющего последнюю от Антарктического полуострова, — маркируют начальные стадии спрединга, в который эта структура была вовлечена в третичное время [Weaver et al., 1979]. Породы о-ва Десепшин, расположенного по оси спрединга, представляют дифференцированный кварц- и оливин-нормативный ряд пород, включающий базальты, андезиты, дациты с характерным, проходящим через все разновидности вплоть до риодацитов парагенезисом плагиоклаза, авгита или пижонита, оливина, титаномагнетита и спорадического гиперстена, бронзита. Содержания К 0,28–0,6 мас.%, в дацитах — 1,6 мас.%. Характерны также умеренные и высокие концентрации Ti, свойственные толеитовым сериям, низкие содержания  $Al_2O_3$  (14–16 мас.%), повышающиеся до 19 мас.% в плагиоклазовых кумулятах, а также сравнительно низкая магнизиальность, свойственная толеитам. Геохимические исследования базальтовых членов серии обнаруживают пониженные концентрации Cr (50–140 г/т), Ni (10–40 г/т) и повышенные — Sr (311–427 г/т), а также обогащение Zr, Ni, Ce и Y, что в совокупности с особенностями распределе-

ния главных элементов заставляет предположить происхождение этой серии из расплавов, прошедших доэруптивную стадию фракционирования оливина, клинопироксена и (или) хромовой шпинели [Weaver et al., 1979]. Иные вариации и особенности состава обусловлены различной степенью водного плавления гранат-перидотитового мантийного источника.

В целом это железистая и высокотитанистая толеитовая серия, обнаруживающая типичный феннеровский тренд дифференциации (см. рис. 6), но отличающаяся от слабо дифференцированных толеитовых базальтов Лау более сильно проявленными островодужными признаками в редкоэлементных характеристиках.

Базальты окраинного бассейна в море Скотиа представляют собой еще один тип вулканических серий, формирующихся процессами спрединга позади вулканических цепей активных островодужных систем. Подводные базальты, драгированные в Южно-Сандвичевом спрединговом центре за одноименной островной дугой и в районе спрединговой структуры пролива Дрэйка, а также в разных участках восточной части бассейна [Saunders, Tarney, 1979], по петрографо-минералогическим признакам отличаются от ранее описанных серий. Они часто обнаруживают шаровую структуру и все переходы от афировых до порфирировых разновидностей, в которых фенокристовые ассоциации образованы оливином, плагиоклазом, клинопироксеном, хромитом и титаномагнетитом с переменным преобладанием каждого. Содержания  $TiO_2$  варьируют от 0,6 до 1,5 мас.%,  $Al_2O_3$  — от 14,6 до 17,89 мас.%, низкая калиевоность сочетается с повышенными по сравнению с другими окраинно-морскими базальтами содержаниями Mg. Высокие, характерные для относительно примитивных лав, концентрации Cr (180—331 г/т) и Ni (40—78 г/т) сочетаются с повышенным уровнем концентраций Sr (в среднем около 150—200 г/т). Изотопные характеристики, в частности отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , равные 0,70310—0,70336, положительно коррелируются с K, Rb, Ba, Sr, но никак не коррелируются с другими несовместимыми элементами ( $Ce_N/Yb_N$ , Zr, Nb, Ta). На дискриминационных диаграммах (см. рис. 6) составы пород рассматриваемой серии ложатся в поле умеренно известково-щелочных базальтов, обнаруживающих два тренда эволюции: известково-щелочную тенденцию в низкотитанистых разновидностях и переходную к толеитовой — в более богатых Ti лавах в пределах одних и тех же значений железистости.

Таким образом, краткая характеристика только трех из семи определенно установленных геофизическими и тектоническими исследованиями интрадуговых и окраинных бассейнов со спрединговыми центрами демонстрирует существенные вариации петрогенных и геохимических характеристик свойственных им продуктов вулканизма и различные магматические типы вулканических серий, формирующих кору океанического типа. Тем не менее существуют достаточно четкие общие особенности вулканических пород, образующихся в процессе задугового спрединга. Как в толеитовых умеренно и высокотитанистых сериях, так и в умеренно известково-щелочных низкотитанистых породах сочетаются геохимические признаки различных типов лав срединно-океанических хребтов и островодужных серий. При данном содержании Sr окраинно-морские базальты деплетированы элементами высокого ионного потенциала (Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y) и обогащены элементами низкого ионного потенциала (Sr, Ba, в меньшей степени Th и Ce), что типично для островодужных лав. С другой стороны, низкая калиевоность и часто наблюдаемые повышенные содержания Ti и Fe, а также феннеровские тренды дифференциации сближают их с абиссальными толеитами и породами срединных структур срединно-океанических хребтов.

Уже краткое рассмотрение эталонных вулканических серий, типичных для коры некоторых тектонических обстановок океана, показывает их существенное разнообразие даже в пределах одного структурного типа. Оно становится еще большим, когда рассматриваются различные толеитовые и известково-щелочные породы островодужных систем, участвующие в строении океанической коры или непосредственно перекрывающие ее. Эти серии представляют значительный интерес для тектонических реконструкций палеоокеанической литоферы. Они достаточно подробно охарактеризованы в литературе, и мы ограничимся лишь замечанием по поводу высокомагнезиальных андезитов и андезито-базальтов внутриокеанических островных дуг, представляющих интерес для сравнительного анализа с офиолитовыми лавами. На характеристике состава пород бонинитовой серии, имеющей большое значение для воссоздания условий формирования офиолитов, мы остановимся несколько подробнее.

Проведенные нами детальные исследования офиолитовых вулканитов Монголии приводят к выводу, что в составе некоторых офиолитовых ассоциаций, признаваемых классическими, присутствуют своеобразные известково-щелочные породы, в частности андезитовые пиллоу-лавы. В связи с этим обращают на себя внимание петрологические и геохимические данные, касающиеся продуктов толеитового и известково-щелочного андезитового вулканизма островных дуг внутриокеанической тектонической позиции [Jakes, Miyake, 1984]. Примером могут служить относительно примитивные андезитовые серии о-ва Сариган (Sarigan) в Марианской дуге [Meijer, Reagan, 1981], андезиты Южно-Сандвичевой [Barrigo, 1983] и других дуг (Банда, Малая Антильская). Изотопное и геохимическое изучение этих пород, среди которых нередко присутствуют "бонинитоподобные" высокомагнезиальные андезиты, обнаруживает их относительно примитивный характер по сравнению с андезитами зрелых островных дуг и возможную генерацию из мантийного магматического источника [Tatsumi, 1981; Tatsumi, Ishizaka, 1981].

Своеобразные низкотитанистые высокомагнезиальные лавы с повышенным содержанием  $Al_2O_3$ , известные в общем с давних пор, были выделены в качестве самостоятельного магматического типа сравнительно недавно, сначала в виде марианит-бонинитовой серии [Добрецов и др., 1980], но затем получили название бонинитовой серии [Meijer, 1980; и др.], что, очевидно, более правильно, если иметь в виду принадлежность бонинитов к продуктам не ультраосновного, а специфического мафитового вулканизма.

Бонинитовая серия уникальных по геохимическим характеристикам третичных вулканических пород распространена только в пределах определенных тектонических структур современного океана, а именно: в Идзу-Бонинской, Марианской, Ново-Гвинейской и Тонга-Кермадекской фронтальных островодужных системах запада Тихого океана. Это определило их важную диагностическую роль в палеотектономагматических реконструкциях и большое значение для решения проблем петрологии островодужного вулканизма. Бониниты установлены на о-вах Бонин, мысе Кэйп Фогель в Папуа—Новая Гвинея, драгированы с островодужных склонов Марианского желоба и желоба Тонга в его северной части, а также выявлены на западном побережье о-ва Новая Каледония [Johannsen, 1937; Добрецов и др., 1980; Crawford et al., 1981; Jenner, 1981; Hickey, Frey, 1982; Cameron et al., 1983; Sameshima et al., 1983; Sharskin et al., 1983; Карпенко и др., 1984]. Во всех известных районах они связаны с комплексом пород фундамента фронтальных островных дуг, который тектонически выведен на дневную поверхность в пределах островов и в этом случае, вероятно, представляет собой аллохтонные пластины. Автохтонное залегание бонинитов подводных частей островных дуг иногда подвергается сомнению [Карпенко и др., 1984; и др.]. Независимо от этого геологические взаимоотношения с ассоциирующими породами толеитовых и известково-щелочных серий не вызывают сомнения в генетической принадлежности бонинитовой серии к вулканическим ассоциациям островных дуг, возникающих на океанической коре.

Общими отличительными геолого-петрологическими особенностями бонинитовых лав являются часто наблюдающиеся признаки их подводного излияния, фиксированные в виде шаровой структуры, экстремально низкие содержания Ti, одновременно высокая магнезиальность и кремнекислотность, а также специфический состав, включающий в качестве ранней фазы кристаллизации богатый Mg ортопироксен или клинозэнстатит и практическое отсутствие плагиоклаза. Для них характерен также высокомагнезиальный оливин, высокохромистая шпинель (до 64 мас. %  $Cr_2O_3$ ), низкокальциевый клинопироксен типа пижонита и стекло в мезостазице, содержащее до 5 мас.% связанной  $H_2O$  (криптокристаллические выделения амфибола). В общем случае с прогрессивным уменьшением магнезиальности и основности пород вариации состава следующие:  $MgO = 18,49 \rightarrow 9,39$  мас.%;  $SiO_2 = 53,70 \rightarrow 62,56$ ;  $TiO_2 = 0,10 \rightarrow 0,43$ ;  $Al_2O_3 = 7,77 \rightarrow 13,35$  мас.%. Отмечается низкая щелочность, особенно калиевость:  $0,86 - 2,64$  мас.%  $Na_2O$  и  $0,22 - 0,90$  мас.%  $K_2O$ . Вместе с тем конкретные локализованные в разных островных дугах бониниты различаются петрологическими, изотопными и геохимическими характеристиками (см. рис. 14). В частности, содержания Co, Ni, Sr варьируют в пределах соответственно 37—600, 70—450 и 200—1800 г/т. Как и примитивные островодужные базальты, бониниты обогащены K, Rb, Ba, Sr относительно редких земель и элементов высокого ионного потенциала (Hf, Zr, Ti, Y). Содер-

Т а б л и ц а 4

## Краткая характеристика вулканогенных и осадочных пород геотектонических обстановок океана

Геотектоническая обстановка	Петрохимические серии базальтов	Характер дифференциации серий изверженных пород	Присутствие специфических пород		Ассоциирующие осадочные породы
			средних и кислых	высокомагнезиальных и низкотитанистых	
I. Рифтовые зоны срединно-океанических хребтов (1, 2, 3)	Низкокалиевая толеитовая; 4 обр. щелочных базальтоидов (Аравийско-Индийский срединный хребет); низкокалиевая умеренно щелочная (северный сегмент Срединно-Атлантического хребта)	В основном недифференцированные низкокалиевые железистые и толеитовые базальты; редко — недифференцированные низкокалиевые и низкожелезистые умеренно щелочные базальты	Единичные находки андезитов и риодацитов	Отсутствуют	Сплошной чехол отсутствует, локальные скопления эдафогенных отложений и тектонокластитов
II. Абиссальные равнины (3, 7, 8)	Низкокалиевая толеитовая	Однородные железистые низкокалиевые толеитовые базальты и долериты, иногда дифференцированные до гранофиров	Гранофиры	“	Биогенные кремнисто-глинистые и карбонатно-глинистые осадки
III. Зоны внутри-океанических глубинных разломов (4)	Низкокалиевая толеитовая	Дифференцированные базальтовые с толеитовым трендом	Отсутствуют	“	Глины, седиментационные брекчи из обломков базальтов, долеритов и габбро
IV. Океанические острова (5, 9–12)	Толеитовая; щелочные базальтоиды (натриевые)	Интенсивно дифференцированные до трахитов, фонолитов серии щелочных базальтоидов	Бенмориты	“	Метаграувакки, различные кремни, вулканокластиты, рифовые известняки
Va. Островные дуги на океанической коре (5, 9–11)	Толеитовая островодужная, известково-щелочная	Интенсивно дифференцированные известково-щелочные и слабо дифференцированные толеитовые; известково-щелочной и толеитовый тренды	Андезиты, риодациты	Бонинитовые серии и высокомагнезиальные андезиты	Вулканокластические осадки, песчаники, турбидиты, рифовые известняки, рудиты
Vб. Островные дуги на континентальной коре (3, 5)	Толеитовая островодужная; известково-щелочная; шошониты	Интенсивно дифференцированные известково-щелочные; известково-щелочные тренды	Андезиты, дациты, риолиты	Толеит-пикритовые серии	Песчаники, конгломераты, мергели, туфы
VI. Окраинные бассейны (3, 5, 9)	Толеитовые, промежуточные между толеитами обстановок I и V; щелочные базальтоиды (калиево-натриевые)	Недифференцированные и дифференцированные серии толеитовых базальтов и толеитовых андезитов; толеитовый тренд; присутствие известково-щелочных кумулятивных пород	Андезиты, риодациты	Толеит-пикритовые серии	Терригенные обломочные глинистые, биогенные, известковые и кремнистые вулканокластические осадки

П р и м е ч а н и е. В круглых скобках указаны литературные источники: 1—6 см. в табл. 3; 7 — Mazzulo, Bence, 1976; 8 — Campsie et al., 1984; 9 — Геология..., 1980; 10 — Crauford et al., 1981; 11 — Gill, 1976; 12 — Morrison, 1978.



жания последних, а также тяжелых редких земель во всех бонинитах существенно ниже, чем в базальтах срединно-океанических хребтов, и близки к хондритовым. Концентрации легких редких земель сильно варьируют в бонинитах разных географических районов: бониниты Кейп Фогель, например, существенно обогащены легким РЗЭ, а аналогичные породы Марианского желоба деплетированы легкими РЗЭ относительно хондритового уровня, с чем отчасти коррелируются и вариации изотопов Nd. Большинство перечисленных выше исследователей рассматривают бониниты как продукты частичного плавления метасоматически измененного (обогащенного несовместимыми элементами), предварительно деплетированного тугоплавкого перидотитового рестита.

Как отмечалось выше, для воссоздания геотектонических обстановок прошлого, помимо геохимических критериев, большое значение имеют и другие вспомогательные факторы, из которых в первую очередь необходимо учесть характеристику осадочных пород региона, изверженных пород в соседних и более отдаленных районах, региональную стратиграфию и структурные взаимоотношения пород (перечень дополнительных признаков приведен в табл. 4).

Обращает внимание тот факт, что собственно океанические структуры (см. табл. 3, I–IV) характеризуются преобладанием низкокальциевых толеитовых вулканических серий, в то время как магматизм разнотипных структур активных океанических окраин (см. табл. 3, V, VI) представлен двумя в одинаковой мере распространенными сериями пород — известково-щелочной и толеитовой, к которым в отдельных случаях присоединяются породы щелочной шошонитовой серии. Кроме этого, для первой группы структур характерны недифференцированные или слабо дифференцированные серии, главным образом с толеитовой тенденцией (исключая вулканические серии океанических островов), а для второй — в основном интенсивно дифференцированные известково-щелочные серии.

Особое положение занимают окраинные бассейны, для которых, несмотря на сравнительную удаленность от собственно океанических структур и близость к структурам континентальным, за редким исключением типичны слабо дифференцированные толеитовые серии, близкие к океаническим, но содержащие некоторые признаки островодужных серий.

Помимо состава ассоциирующих осадочных пород, для реконструкции геотектонических обстановок прошлого большое значение приобретают редкие диагностические серии высокомагнезиальных низкотитанистых пород.

#### ГЛАВНЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ МЕТАВУЛКАНИТОВ ОФИОЛИТОВ МОНГОЛИИ

Комплекс данных по геологии дна Мирового океана и складчатым поясам материков не оставляет сомнений, что офиолиты на материках являются фрагментами палеоокеанической коры, тектонически перемещенными в складчатые зоны. Низы океанической коры малодоступны для исследований в современном океане, в то время как верхние ее части относительно хорошо изучены. Поэтому для воссоздания истории формирования палеоокеанической литосферы Монголии рассмотрено строение вулканических серий и ассоциирующих с ними осадков. В строении разрезов офиолитов Монголии принимают участие мафит-ультрамафитовые и полосчатые комплексы изверженных пород, серии параллельных или пластинчатых даек, а также разнообразные по составу серии метавулканитов, чаще всего имеющие подушечное сложение. Выше этой воссозданной последовательности метаморфических пород собственно офиолитовой формации располагаются слабо метаморфизованные кремнисто-карбонатные, флиш-идные, молассовые и граувакко-туфогенные формации, островодужные серии метабазальтов и дифференцированных вулканитов известково-щелочного ряда, своеобразные олистостромовые формации, характеризующие этапы тектонического скупивания.

Нижняя мафит-ультрамафитовая часть разреза верхнерифейских офиолитов Монголии сложена гипербазитами, габброидами и породами полосчатого комплекса переходных зон [Кузьмин и др., 1983; Пинус и др., 1984], которые, несмотря на значительную порой удаленность друг от друга, характеризуются общими особенностями морфологии, структурной позиции, геологических взаимоотношений с окружающими породами, внутреннего строения и одинаковым в общих чертах составом слагающих их образований.

Таблица 5

**Состав реликтовых минералов в магнезиальных метабазах  
и бонинитах офиолитов Восточного Прихубсугуля  
и некоторых других районов, мас. %**

Компоненты	Восточное Прихубсугулье (Нар-Мандал-Обо, район сомона Эрдэнэ-Булаган)					о-в Горгона		Массив Троодос (о-в Кипр)	Мариан- ский желоб
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	52,82	52,94	He обн.	54,63	He обн.	53,20	0,16	51,60	53,72
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,09	0,10	He обн.	0,42	0,26	0,17	0,23	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,68	1,89	25,14	0,90	14,68	2,60	20,13	2,58	1,36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,27	40,77	0,29	48,52	0,31	47,03	He обн.	0,05
ΣFeO	4,46	5,18	14,23	4,58	25,51	7,30	17,16	7,81	8,12
MnO	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,34	0,23	He обн.	0,25	0,16
MgO	18,10	17,16	15,68	18,40	9,42	17,70	14,09	17,20	18,80
CaO	21,25	21,24	He обн.	21,50	He обн.	19,10	He обн.	19,20	17,62
Na <sub>2</sub> O	He обн.	0,03	He обн.	He обн.	He обн.	0,60	He обн.	0,10	0,08
С у м м а	98,69	98,80	96,93	100,44	99,67	100,90	93,32	98,97	100,03
Σ Fe									
Σ (Fe+Mg) ат. %	12,2	14,5	33,7	12,3	60,3	19,1	40,6	20,3	19,8

Примечание. Номера колонок: 1 – 1 МП; 2 – 2 МП; 3 – Шп (обр. 1-82 из коллекции авто-ров); 4 – МП; 5 – Шп [Пинус, Агафонов, 1982]; 6 – МП; 7 – Шп [Dietrich et al., 1981]; 8 – МП (по 9 анализам) [Capedri, Venturelli, 1979]; 9 – моноклинный пироксен [Геология ..., 1980].

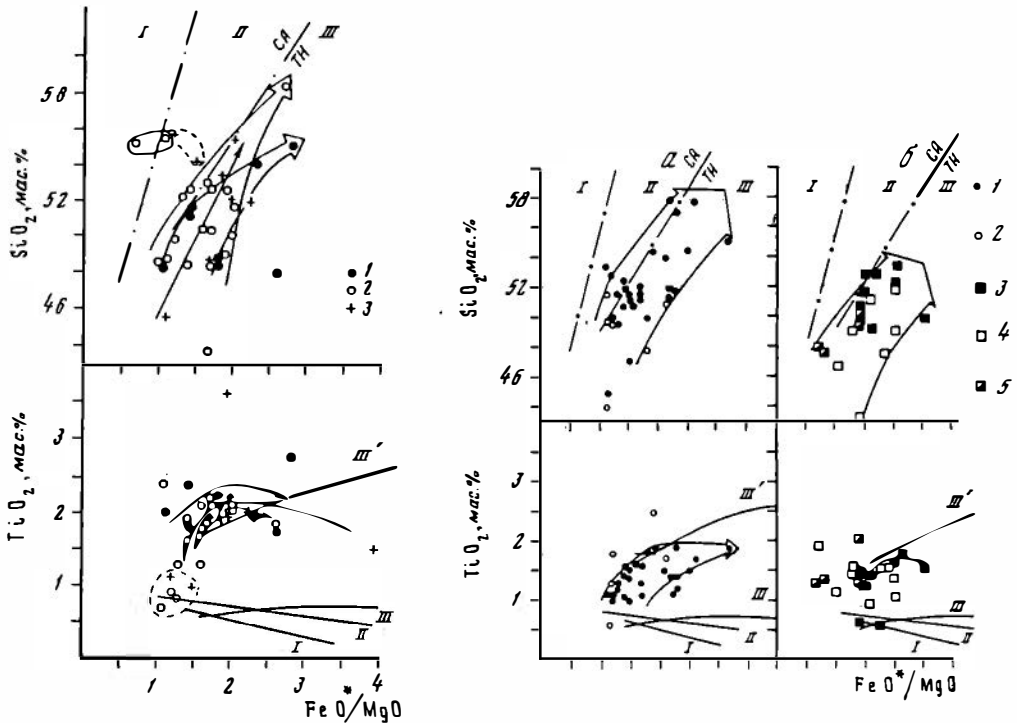
Верхняя часть офиолитового разреза представлена комплексом параллельных даек, разнообразными лавами основного и среднего состава часто с шаровой структурой, а также перекрывающими их осадочными и вулканогенно-осадочными толщами.

Изверженные породы верхнерифейских офиолитов Монголии повсеместно претерпели метаморфические изменения, которые, как правило, привели к замещению первичных магматических минералов вторичными. Однако метаморфические преобразования проявлены неоднородно, так что практически всегда устанавливаются реликты первичного минерального состава и (или) магматических структур, благодаря которым идентифицируется лавовая или интрузивная природа соответствующих пород. Первичные фазы офиолитовых лав обычно замещены вторичными минералами, а стекловатый мезостазис девитрифицирован до субмикроскопических сростков водных минералов. Основной парагенезис подавляющего большинства типов вулканитов представлен плаггиоклазом, клинопироксеном, рудным минералом. Плаггиоклаз частично или полностью альбитизирован и сосюритизирован. Клинопироксен замещен актинолитом, актинолитовой роговой обманкой, хлоритом, минералами группы эпидота. Реликты незамещенного пироксена, в частности в магнезиальных базальтах офиолитов Северной Монголии, представлены низкоглиноземистым клинопироксеном, близким по составу клинопироксену аналогичных ассоциаций пород в других регионах (табл. 5). В толеитовых базальтах это авгит, к которому вместе с плаггиоклазом иногда присоединяется оливин. В базальтах и андезитах известково-щелочной серии первоначально присутствовали и двупироксеновые парагенезисы с плаггиоклазом, что подтверждается наличием псевдоморфоз актинолита, уралитовой роговой обманки по клинопироксену и бастиа по ортопироксену.

Изучение состава офиолитовых метавулканитов проведено с учетом возможных модификаций химизма при метаморфизме в условиях фации зеленых сланцев и использованием для петрологических выводов наиболее стабильных элементов и элементных соотношений. Петрохимический анализ лав и параллельных даек собственно офиолитового разреза и непосредственно перекрывающих вулканогенно-осадочных толщ выявил большое разнообразие типов вулканических пород, представленных различными толеитовыми, известково-щелочными и щелочными породами, а также своеобразными низкотитанистыми и высокомагнезиальными вулканитами бонинитовой серии.

## Толейтовая серия

Толейтовый тип магматических серий установлен среди офиолитовых метавулкани- тов, распространенных в различных районах Монголии (см. Прил. 1). Наиболее широ- ко толейтовые породы развиты в Восточном Прихубсугулье и Баян-Хонгорской зоне. Они отмечены также в офиолитах бассейна р. Керулен на востоке МНР, однако изу- чены в этом районе хуже, чем в первых двух. Во всех районах местонахождения по- роды толейтовой серии образуют как лавовые покровы массивного и подушечного сложения, так и многочисленные дайки, которые в Баян-Хонгорской зоне представле- ны горизонтом параллельных даек, а в офиолитах других районов образуют рои сбли- женных субпараллельных или незаконмерно расположенных дайковых тел. Состав пород в покровной и субвулканической фации совпадает, что свидетельствует об их ге- нетическом родстве. Несмотря на принадлежность к одному магматическому типу, то- лейтовые метавулканисты обнаруживают некоторые пространственные вариации соста- ва, которые выявляются при рассмотрении вулканогенных пород разных офиолитовых зон Монголии и находятся в прямой зависимости от типа офиолитов и геотектоничес- кой обстановки их формирования. Это в первую очередь касается Ti — наиболее важ- ного петрогенетического формо индикатора, относительно безразличного к метаморфическим процессам. Анализ химизма лав современных обстановок океана устанавливает ста- тистически подтвержденную закономерность постепенного относительного уменьшения



**Рис. 7.** Тренды эволюции толейтовых вулканических серий метаофиолитовых формаций Монголии. Исходные данные см. в Прил. 1

1 — пиллоу-лавы района слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол в Восточном Прихубсугулье,  $n = 8$ ; 2 — пиллоу-лавы и параллельные дайки Баян-Хонгорской зоны,  $n = 19$ ; 3 — лавовые покровы и дайки бассейна р. Керулен,  $n = 6$ ; замкнутый контур — поле составов кумулятивных пород

**Рис. 8.** Тренды эволюции толейтовых вулканических серий в дайках и лавовых покровях офиолитов Восточного Прихубсугулья (а — р. Алвг-Цари-Гол,  $n = 31$ , б — бассейн р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган,  $n = 20$ )

1 — пиллоу-лавы; 2 — дайки в лавах; 3 — массивные и пиллоу-лавы; 4 — дайки в ультрамафи- тах; 5 — дайки в амфиболитах по расслоенным габброидам

Т а б л и ц а 6

**Средние содержания микрокомпонентов  
в метавулканитах толвитовой серии разных офиолитовых зон Монголии  
и в толитах некоторых тектонических обстановок океана, г/т**

Район, условия залегания	SiO <sub>2</sub> мас. %	Cr	Ni	Co	V
<b>Умеренно титанистая серия</b>					
Восточное Прихубсугулье					
р. Алаг-Цари-Гол					
пиллоу-лавы	≤53	158,7	63,8	32,05	241,7
то же	>53	90,0	36,0	29,6	211,3
дайки в лавах	≤53	253,3	97,0	31,0	180,0
р. Эгийн-Гол, район сомона					
Эрдэнэ-Булган					
дайки в ультрамафитах	"	19,3	32,6	31,0	120,0
Баян-Хонгорская зона					
пиллоу-лавы	"	213,5	71,0	31,5	—
дайки	"	207,2	103,0	37,7	—
<b>Высокотитанистая серия</b>					
Восточное Прихубсугулье					
слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол					
пиллоу-лавы	"	96,0	58,5	34,2	160,0
<b>Низкотитанистая переходная к известково-щелочной серия</b>					
Восточное Прихубсугулье					
слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол					
лавовые покровы	"	142,5	50,3	72,7	197,5
Абиссальное плато Наска, Тихий океан [Campsie et al., 1984]	"	269,6	143,0	41,5	278,0
Плато Наска, рейс 34 [Mazzulo, Venise, 1976]	"	—	—	—	—
Срединно-Атлантический хребет, северный сегмент [Ayuso et al., 1976]	"	—	—	—	—
Северный сегмент Атлантики, зона разломов Гиббса, хребет Рейкьянис [Campsie et al., 1973]	"	295,0	117,2	45,4	—
Красноморский рифт [Сущевская и др., 1984]	≤53	123,9	—	42,3	—
Интрадуговой бассейн Лау [Hawkins, 1976]	"	398,0	200,9	99,3	259,8
Марианская внутриокеаническая островная дуга, о-в Агриган [Stern, 1976]	>53	21 17	19,5 6,6	—	—
Островной склон Марианского желоба [Геология..., 1980]	≤53	102,4	55,6	40,5	334,3
Толиты островных дуг [Gill, 1976]	"	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Данные по Монголии из Прил. и табл. 8—10.

содержания TiO<sub>2</sub> в вулканитах при переходе от главных структур океана и окраинных морей к островодужным системам. Эта общая тенденция сохраняется даже в случае вариаций химизма вулканогенных пород в пределах одного типа морфотектонических структур, например, в срединно-океанических хребтах Тихого и Атлантического океанов и т.д.

По этому параметру среди метавулканогенных пород офиолитовых зон Монголии можно выделить высокотитанистые и умеренно титанистые толитовые серии. В отдельных офиолитовых фрагментах присутствуют и низкотитанистые лавы, но они, как правило, не образуют самостоятельной серии, как это имеет место в группе извест-

Sr	Ba	U	Th	Ta	Hf	La/Yb
<b>Умеренно титанистая серия</b>						
—	—	—	—	—	—	—
471,5	722,0	2,1	6,95	0,46	3,65	0,29
231,0	175,0	—	—	—	—	—
213,7	86,5	—	—	—	—	—
<b>Высокотитанистая серия</b>						
99,5	99,5	0,95	0,83	0,68	3,3	—
<b>Низкотитанистая переходная к известково-щелочной серия</b>						
—	—	—	—	—	—	—
119,0	—	—	—	—	—	0,7
—	10,4	—	0,18	—	2,9	—
—	9,6	0,6	—	—	1,3	0,7
83,6	19,1	—	—	—	—	—
—	0,8	—	—	—	1,4	1,4
127,4	55,8	0,3	0,9	—	2,9	3,0
323,5	114	—	—	—	—	—
330,6	287	—	—	—	—	—
92,5	21	0,3	0,3	—	1,5	—
178	67	0,1	0,1	—	—	—

ково-щелочных пород, а являются или мафитовыми кумулятами умеренно титанистых толеитов или же конечными продуктами дифференциации магм более основного, приближающегося к ультрамафитовому состава, ранние производные которых в монгольских офиолитах пока не установлены. К этим единичным находкам относятся низкотитанистые магнезиальные базальты горы Мандал-Обо в районе сомона Эрдэнэ-Булган. В дискуссии по генезису и классификации этих пород [Ильин, 1982; Пинус, Агафонов, 1982] их рассматривали как базальтовые коматииты или контаминированные лавы. Проведенное нами изучение минералогии, петрографии и химизма этих лав не обнаружило каких-либо следов контаминации их материалом пироксенитов

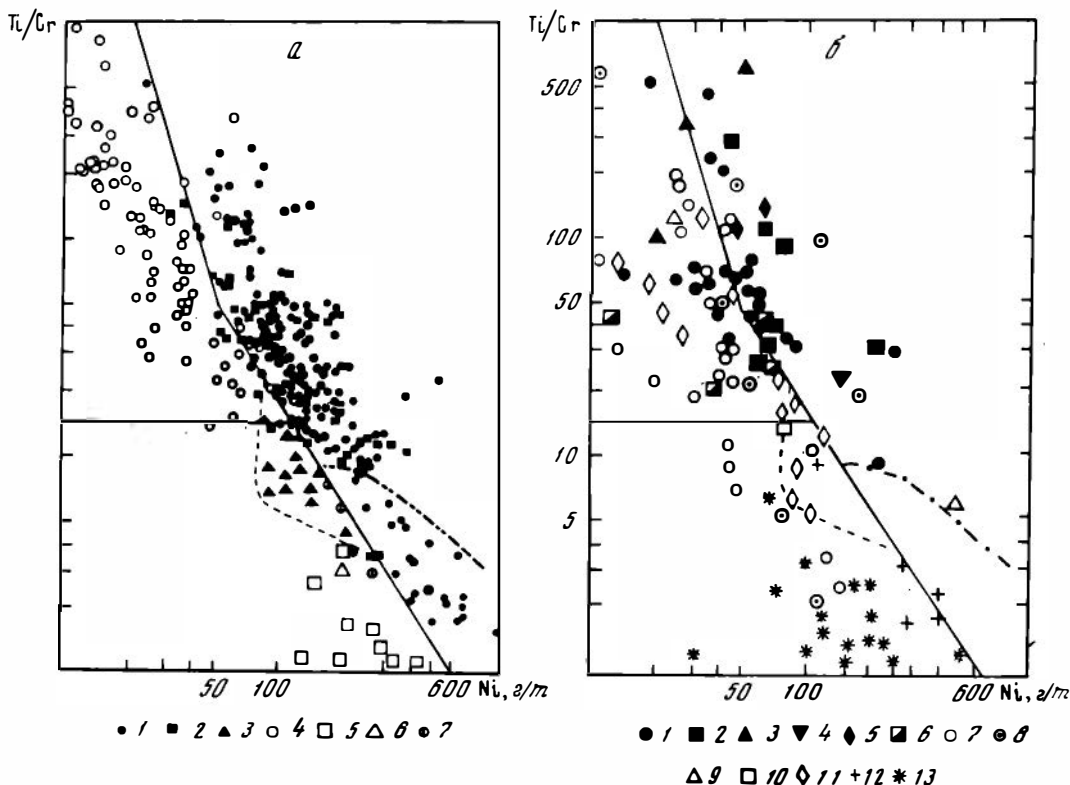


Рис. 9. Соотношение Ti, Cr, Ni в базальтах различных тектонических обстановок современного океана (а) [Вессалува et al., 1983] и пород метаофиолитовых вулканических серий Монголии (б). Пунктиром показана область составов кальциевых базальтов (рейс 37) Срединно-Атлантического хребта; штрихпунктиром — область составов магнелиевых и пикритовых базальтов

а: базальты 1 — срединно-океанических хребтов, 2 — окраинных бассейнов, 3 — кальциевые (рейс 37, Северная Атлантика); 4 — толеиты островных дуг; 5 — бониниты о-ва Бонин, Марианского желоба, мыса Фогель; б': — низкотитанистые базальты Марианского желоба; 7 — базальты дуги Тонга;

б: 1 — пиллоу и массивные лавы ТН серии р. Алаг-Цари-Гол (Восточное Прихубсугулье), 2 — пиллоу-лавы и параллельные дайки ТН серии Баян-Хонгорской зоны, 3 — толеитовые дайки в ультрамафитах района сомона Эрдэнэ-Булган, бассейн р. Эгийн-Гол, 4 — толеитовые дайки в пиллоу-лавах р. Алаг-Цари-Гол, 5 — пиллоу-лавы ТН серии из района слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол, 6 — лавы переходной ТН-СА серии к востоку от слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол, 7 — пиллоу и массивные лавы СА серии Хан-Тайшира, 8 — параллельные дайки СА серии Хан-Тайшира, 9 — лавы СА серии, ассоциирующие с бонинитами в Восточном Прихубсугулье, 10 — дайки СА серии в лавах р. Алаг-Цари-Гол, 11 — вулканы СА серии р. Улад-Гол (бассейн р. Эгийн-Гол), 12 — бониниты даек и покровов Восточного Прихубсугулья, 13 — бониниты в параллельных дайках и скринах Хан-Тайшира. По Монголии в основном использованы данные авторов и частично опубликованные ранее (см. Прил. 2)

расслоенного комплекса. С другой стороны, при отсутствии пока признаков существования ультраосновных лав коматитовой серии в виде перидотитовых или хотя бы пироксенитовых коматитов и возможности получения кумулятивных вулканитов аналогичного состава при фракционировании мафитовых магм мы считаем более правильным классифицировать их как толеитовые магнелиевые низкотитанистые базальты. Другая часть базальтовых коматитов А.В. Ильина или высокомагнелиевых базальтов Г.В. Пинуса оказалась по содержанию главных, редких и редкоземельных элементов тождественной обнаруженным нами мощным покровам, силлам и дайкам бонинитовых лав в бассейне р. Шивертэйн и горы Мандал-Обо к северу от сомона Эрдэнэ-Булган.

Высокотитанистые толеитовые серии с содержанием  $TiO_2$  в среднем 1,8–2,5% присутствуют среди офиолитовых лав района слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол в Восточном

Прихубсугулье, Баян-Хонгорской зоне, а также среди слабо изученных лав дайковой и покровной фации метаофиолитов р. Керулен (рис. 7). Умеренно титанистые толеитовые серии (рис. 8) с наиболее характерным уровнем концентрации Ti ( $0,90-1,80$  мас.%  $TiO_2$ ) широко развиты в офиолитах Алаг-Царигольской тектонической пластины на побережье оз. Хубсугул, в офиолитах бассейна р. Эгийн-Гол в Восточном Прихубсугулье, а также в подчиненном количестве наряду с высокотитанистыми толеитами фиксируются в офиолитах Баян-Хонгорской зоны. Однако содержания других главных элементов в толеитовых сериях разных офиолитовых зон изменяются в интервалах, практически перекрывающих друг друга, так что разделение на умеренно и высокотитанистые серии по главным компонентам состава достаточно условно при данном уровне охарактеризованности пород аналитическими данными. Все породы толеитовых серий за исключением единичных разновидностей в Баян-Хонгорской зоне и бассейне р. Керулен являются в целом низкокальциевыми и умеренно щелочными лавами даже с учетом возможного изменения содержания щелочей в сторону увеличения в процессе зеленокаменного метаморфизма. Степень дифференциации толеитов по кремнезему, как правило, незначительна, и они представляют собой главным образом базальтовые серии с резко подчиненным количеством андезитовых разновидностей (см. рис. 7, 8), и только в алаг-царигольских офиолитах в существенных объемах фиксируются и андезито-базальты. В основном же в процессе эволюции наблюдается на первых этапах прогрессивное увеличение железистости, положительно коррелирующееся с Ti, а затем концентрация Fe растет на фоне примерно постоянного содержания  $TiO_2$ , что характерно для типичных толеитовых серий.

Содержания малых компонентов в обогащенных и относительно деплетированных титаном толеитовых сериях различны (табл. 6, см. Прил. 2). Для базальтовых членов этих серий ( $\leq 53$  мас.%  $SiO_2$ ) характерны пониженные средние значения Cr, Ni, Co, V и Sr в высокотитанистых подушечных лавах района слияния Ури-Гола и Эгийн-Гола (соответственно 96; 58; 5; 34; 2; 160 и 99,5 г/т) и более высокие концентрации этих элементов в умеренно титанистых пиллоу-лавах Алаг-Цари-Гола (Cr = 158,7; Ni = 63,8; Co = 32,05; V = 241,7 г/т) и Баян-Хонгорской зоны (Cr = 213,5; Ni = 71,0; Co = 31,5 и Sr = 231 г/т). На фоне этих вполне закономерных отрицательных корреляционных связей Cr, Ni, Co с Ti и железистостью среди умеренно титанистых толеитов аномальные геохимические особенности проявляют отдельные дайки в ультрамафитах горы Нар-Мандал-Обо. Обладая большей магнезиальностью, чем аналогичные серии других участков развития эгийн-гольской офиолитовой ассоциации и алаг-царигольских офиолитов, они тем не менее сильно деплетированы Cr, Ni, Co (19,3; 32,6; 31,0) и, напротив, обогащены Sr и Ba (471,5; 722 г/т). Такое несоответствие петрогенных и редкоэлементных характеристик связано с наложенными процессами щелочного и особенно калиевого метасоматоза, следы которого отмечаются в некоторых дайках (обр. 272).

Что же касается регионально метаморфизованных пиллоу-лав восточноприхубсугульских и баянхонгорских офиолитов, то последние, а также толеитовые базальты Алаг-Цари-Гола, особенно дайковой серии (Cr = 253; Ni = 97; Co = 31 г/т), по концентрациям Cr, Co, V приближаются к абиссальным толеитам плиты Наска в Тихом океане (269,6; 41,5; 278 г/т). Вместе с тем баянхонгорские толеиты проявляют островодужные признаки, будучи обогащенными Sr и Ba (231; 175 г/т) по сравнению с океаническими толеитами, и отчасти напоминают толеитовые базальты фронтальных островных дуг, возникающих на океанической коре, например толеиты о-ва Агриган Марианской дуги (Sr = 323,5; Ba = 114 г/т) [Stern, 1979].

В высокотитанистых пиллоу-лавах района слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол островодужный характер проявлен сильнее, и они по многим параметрам состава близки толеитовым базальтам и долеритам фундамента Марианской дуги (Cr = 102; Ni = 55,6; Co = 40,5; Sr = 92,5 г/т) [Геология..., 1980]. Этим особенностям соответствуют и отчасти повышенные содержания U, Th, Hf, Ta (0,95; 0,83; 3,3; 0,68 г/т).

На рис. 9, а с использованием наиболее стабильных в процессе подводного выветривания и низкотемпературного метаморфизма элементов (Ti, Cr, Ni) построена эмпирическая дискриминационная диаграмма для базальтовых пород современных океанических обстановок [Beccaluva et al., 1983]. Офиолитовые базальты толеитовых серий Монголии (см. рис. 9, б) попадают в основном в поле относительно высокотитанистых толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов, абиссальных плато и окраинных бассейнов. Вместе с тем меньшая их часть (примерно 1/3) оказывается в поле остро-

Таблица 7

**Содержание (г/т) малых компонентов и редких земель  
в метавулканитах толеитовых, известково-щелочных, щелочных  
и бонинитовых серий офиолитовых Зон Монголии**

№ обр.	U	Th	Hf	Ta	Rb	Ba	Sr
<b>Толейтовая умеренно титанистая серия</b>							
<i>р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</i>							
Дайки в ультрамафитах							
269-81	1,04	3,94	2,4	0,27	<10	85	<150
272-81	3,16	9,96	4,9	0,65	31	1359	793
<b>Толейтовая высокотитанистая серия</b>							
<i>Слияние рек Ури-Гол и Эгийн-гол</i>							
Покровы пиллоу-лав							
256-81	0,61	0,88	3,4	0,71	<10	145	110
252-81	1,30	0,78	3,2	0,66	<10	51	89
<b>Известково-щелочная умеренно титанистая серия</b>							
<i>р. Ульд-Гол</i>							
Лавовые покровы, силлы							
153-81	0,94	3,85	2,6	0,81	13	335	475
165-81	0,95	3,45	2,4	0,26	6	129	482
176-81	1,0	3,37	2,8	0,33	9	251	571
166-81	0,51	2,54	2,0	0,26	29	645	239
154-81	1,27	3,47	2,5	0,24	21	415	508
157-81	1,17	3,33	2,0	0,21	39	458	268
159-81	0,52	1,30	1,6	0,15	8	101	624
158-81	1,08	5,52	3,4	0,40	38	753	407
<b>Известково-щелочная низкотитанистая серия</b>							
<i>Хан-Тайшир</i>							
Скрины							
920/11 <sup>3</sup>	—	—	—	—	6,6	160	110
920/1 <sup>3</sup>	—	—	—	—	4,6	140	100
Параллельные дайки							
1019/4 <sup>3</sup>	—	—	—	—	3,2	51	40
361-81	0,14	0,39	0,6	0,01	<10	28	48
357-81	0,12	0,11	0,7	0,06	9	71	110
Дайки в пиллоу-лавах							
315-81	0,22	0,42	2,7	0,036	15	75	100
317-81	0,17	0,29	0,94	0,01	<15	54	61
Покровы пиллоу и массивных лав							
1201/2 <sup>3</sup>	—	—	—	—	1,8	26	100
303-81	0,12	0,24	0,83	0,01	<10	16	220
1215/5 <sup>3</sup>	—	—	—	—	2,6	35	72
1019/5 <sup>3</sup>	—	—	—	—	1,0	20	24
1202 <sup>3</sup>	—	—	—	—	0,85	21	31
318-81	0,14	0,18	0,77	0,02	<10	36	110
312-81	0,16	0,12	0,8	0,04	4	42	100
920/16 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	27	56
1215/2 <sup>3</sup>	—	—	—	—	2,3	30	140
1215/2 <sup>3</sup>	—	—	—	—	1,0	39	130
9206 <sup>3</sup>	—	—	—	—	0,85	30	220
300-81	0,12	0,14	0,78	0,05	<10	38	<100
302-81	0,23	0,63	1,1	0,02	<20	56	43



Cs	As	Au	Sb	Sc	Za	Ce	Nd
<b>Толeutовая умеренно титанистая серия</b>							
<i>р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</i>							
Дайки в ультрамафитах							
<0,1	0,2	0,003	0,02	31,4	17,2	36	25
<0,2	0,3	0,002	0,03	13,6	49	93	41
<b>Толeutовая высокотитанистая серия</b>							
<i>Слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол</i>							
Покровы пиллоу-лав							
0,60	2,9	0,002	0,08	43,3	9,3	21	14
0,53	8,5	0,002	0,11	45,2	7,7	17	11
<b>Известково-щелочная умеренно титанистая серия</b>							
<i>р. Уляд-Гол</i>							
Лавовые покровы, силлы							
1,03	49	0,004	5,25	34,1	15,6	34	19
1,48	20	0,002	3,41	35,3	12,2	26	13
0,48	10,9	0,006	2,67	32,6	13	30	17
1,76	6,9	0,042	1,80	34,9	10,9	19	9
1,24	53	0,002	5,21	32,9	14,4	31	17
1,66	27	0,002	1,71	29,8	11,4	24	13
0,32	6,7	0,002	3,33	45,6	7,1	17	9
2,14	3,4	0,002	1,06	17,1	16,0	31	13
<b>Известково-щелочная низкотитанистая серия</b>							
<i>Хан-Тайшир</i>							
Скрины							
1,0	—	—	—	64	—	—	—
—	—	—	—	65	—	—	—
Параллельные дайки							
0,5	—	—	—	40	—	—	—
0,13	0,9	0,002	0,10	39,6	0,49	2	2
0,10	0,5	<0,001	0,10	41,4	2,7	6	5
Дайки в пиллоу-лавах							
0,07	0,9	—	0,06	31,6	2,6	9	10
0,06	0,5	<0,002	0,11	47,2	1,4	5	3
Покровы пиллоу и массивных лав							
—	—	—	—	43	—	—	—
<0,1	0,7	<0,002	0,076	34,6	1,4	<5	<4
—	—	—	—	53	—	—	—
—	—	—	—	88	—	—	—
—	—	—	—	50	—	—	—
0,5	0,8	<0,001	0,114	48,6	0,40	<2	<2
<0,1	5,2	—	0,269	42,5	0,8	<5	<4
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	90	—	—	—
—	—	—	—	65	—	—	—
—	—	—	—	41	—	—	—
<0,2	0,6	<0,002	0,06	37,6	1,7	5	3
<0,2	1,0	<0,002	0,06	35,2	3,8	7	6

Таблица 7 (продолжение)

№ обр.	U	Th	Hf	Ta	Rb	Ba	Sr
Покровы пиллоу и массивных лав							
309-81	0,18	0,08	0,6	0,02	5	28	44
296-81	0,15	0,37	0,9	0,04	< 15	96	< 100
301-81	0,25	0,56	0,98	0,04	< 15	48	< 100
Бонинитовая серия							
<i>Восточное Прихубсугуль, р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</i>							
Дайки в ультрамафитах							
274-81	0,16	0,08	0,28	0,02	6	63	69
275-81	0,08	0,06	0,27	0,01	< 10	34	< 100
277-81	0,10	< 0,1	0,24	0,04	< 10	123	< 150
<i>р. Уляд-Гол</i>							
Лавовый покров							
157-81	1,17	3,33	2,0	0,21	39	458	268
<i>Хан-Тайшир</i>							
Пиллоу-лавы							
1019/4 <sup>3</sup>	—	—	—	—	0,8	21	16
Параллельные дайки							
920/13 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	25	54
920/5 <sup>3</sup>	—	—	—	—	1,4	23	50
348-81	0,11	0,68	0,6	0,007	8	157	100
920/7 <sup>3</sup>	—	—	—	—	2,3	36	110
349-81	0,06	0,12	0,4	0,012	< 15	26	< 200
920/2 <sup>2</sup>	—	—	—	—	2,1	38	75
350-81	0,07	0,08	0,7	0,014	< 10	36	< 200
920/12 <sup>3</sup>	—	—	—	—	2,0	30	56
Скрины							
907/3 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	20	13
920/6 <sup>3</sup>	—	—	—	—	4,0	46	100
Дайки в габбро							
947/1 <sup>3</sup>	—	—	—	—	1,6	19	15
947/4 <sup>3</sup>	—	—	—	—	0,6	21	22
n = 2 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
Параллельные дайки							
n = 1 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
Пиллоу-лавы							
n = 4 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—

водужных толеитовых серий, деплетированных главным образом в отношении Sr и Ni.

Таким образом, выявленные в метавулканитах монгольских офиолитов "смешанные" редкоземельные характеристики нередко отмечаются в вулканических породах примитивных островных дуг и окраинных бассейнов и служат указанием на формирование их палеотипных аналогов в соответствующей геотектонической обстановке. К таким же выводам приводит и анализ вариаций Ti/Sr и Ni в офиолитах Монголии и в их возможных аналогах в современном океане. Обращает на себя внимание своеобразие некоторых толеитовых серий офиолитов Монголии.

Cs	As	Au	Sb	Sc	Za	Ce	Nd
<b>Покровы пиллоу и массивных лав</b>							
0,15	2,0	0,002	0,16	45,8	0,9	<4	2
0,32	1,4	0,025	0,24	42,3	2,8	6	4
<0,1	1,2	0,002	0,05	43,1	2,9	8	6
<b>Бонинитовая серия</b>							
<i>Восточное Прихубсугулье, р. Эгийн-Гол, район сопки Эрдэнэ-Булган</i>							
<b>Дайки в ультрамафитах</b>							
0,12	0,3	0,006	0,08	51,1	0,19	<1	<1
0,09	0,4	0,009	0,076	48,5	0,38	<3	<2
0,20	0,3	0,001	0,03	45,3	0,32	<3	<3
<i>Р. Уляд Гол</i>							
<b>Лавовый покров</b>							
1,66	27	<0,002	1,70	29,8	11,4	24	13
<i>Хан-Тайшир</i>							
<b>Пиллоу-лавы</b>							
—	—	—	—	66	—	—	—
<b>Параллельные дайки</b>							
—	—	—	—	39	—	—	—
—	—	—	—	52	—	—	—
0,09	0,3	0,001	0,98	41,5	3,1	6	3
—	—	—	—	70	—	—	—
0,07	0,2	<0,001	0,94	47,8	0,35	<2	<2
0,3	—	—	—	90	—	—	—
0,13	0,4	<0,002	0,119	45,0	0,45	<2	<2
1,0	—	—	—	46	—	—	—
<b>Скрины</b>							
—	—	—	—	52	—	—	—
—	—	—	—	48	—	—	—
<b>Дайки в габбро</b>							
—	—	—	—	53	—	—	—
сл.	—	—	—	80	—	—	—
—	—	—	—	—	0,54	1	0,79
<b>Параллельные дайки</b>							
—	—	—	—	—	0,73	1,4	0,80
<b>Пиллоу-лавы</b>							
—	—	—	—	—	2	4,8	2,36

В частности, слабо дифференцированные высокотитанистые пиллоу-базальты района слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол в Восточном Прихубсугулье в целом геохимически близки толеитовым базальтам окраинно-морского типа, но обнаруживают более высокие содержания Та (0,66–0,77 г/т), чем наиболее типичные известково-щелочные лавы р. Уляд-Гол (см. следующий раздел). Нет оснований связать это с наложенными процессами изменения пород, и логично предположить, что некоторое танталовое обогащение свойственно региональному магматическому источнику слабо дифференцированных некумулятивных толеитовых базальтов в некоторых офиолитовых фрагментах Восточного Прихубсугулья.

Т а б л и ц а 7 (продолжение)

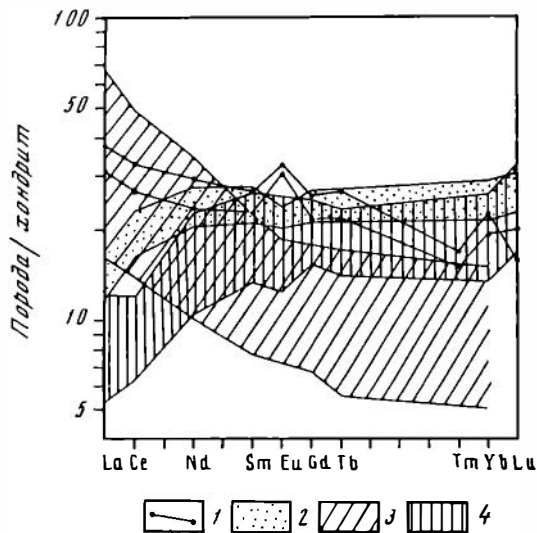
№ обр.	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
<b>Толитовая умеренно титанистая серия</b>							
<i>р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</i>							
Дайки в ультрамафитах							
269-81	5,3	2,06	4,2	0,71	<0,4	1,9	0,27
272-81	9	2,95	8,5	1,15	0,42	3,2	0,43
<b>Толитовая высокотитанистая серия</b>							
<i>Слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол</i>							
Покровы пиллоу-лав							
256-81	4,1	1,91	5,1	0,98	0,43	3,7	0,4
252-81	3,5	1,89	4,3	0,80	0,39	3,2	0,5
<b>Известково-щелочная умеренно титанистая серия</b>							
<i>р. Ульд-Гол</i>							
Лавовые покровы, силлы							
153-81	3,7	1,34	3,8	0,57	0,22	1,8	0,24
165-81	3,4	1,07	3,4	0,54	0,24	1,8	0,26
176-81	3,7	1,17	3,1	0,50	0,21	1,7	0,21
166-81	3,0	0,98	2,9	0,50	0,29	2,4	0,31
154-81	3,9	1,14	3,9	0,63	0,31	2,0	0,34
157-81	3,0	0,83	2,9	0,45	0,18	1,30	0,19
159-81	2,5	0,72	3,1	0,50	0,22	1,8	0,23
158-81	3,2	0,79	2,9	0,44	0,22	1,11	0,16
<b>Известково-щелочная низкотитанистая серия</b>							
<i>Хан-Тайшир</i>							
Скрины							
920/11 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
920/1 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
Параллельные дайки							
1019/4 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
361-81	0,38	0,15	<1	0,11	<0,3	1,1	0,13
357-81	1,5	0,45	2	0,30	0,25	2,0	0,25
Дайки в пиллоу-лавах							
315-81	3,2	1,27	4,2	0,87	0,63	4,6	0,58
317-81	1,2	0,49	1,8	0,34	<0,3	1,9	0,24
Покровы пиллоу и массивных лав							
1201/2 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
303-81	0,9	0,45	<2	0,22	<0,3	1,5	0,2
1215/5 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
1019/5 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
1202 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
318-81	0,41	0,20	<2	0,14	<0,3	1,4	0,21
312-81	0,72	0,30	<2	0,25	0,16	1,4	0,20
920/16 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
1215/2 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
1215/2 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
9206 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
300-81	1,5	0,64	—	0,38	0,24	2,1	0,26
302-81	1,7	0,61	2	0,42	0,23	1,9	0,23
309-81	0,67	0,27	1,0	0,19	<0,2	1,4	0,21
296-81	1,4	0,42	2	0,3	0,17	1,7	0,18
301-81	1,6	0,62	2	0,36	<0,3	1,7	0,21

Т а б л и ц а 7 (окончание)

№ обр.	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
<b>Бонинитовая серия</b>							
<i>Восточное Прихубсугулье, р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</i>							
Дайки в ультрамафитах							
274-81	0,18	0,07	<1	0,09	0,11	0,98	0,16
275-81	0,31	0,1	<1	0,10	<0,3	0,78	<0,3
277-81	0,35	0,20	<1	0,13	<0,3	1,5	0,21
<i>р. Уляд-Гол</i>							
Лавовый покров							
157-81	3,0	0,83	2,9	0,45	0,18	1,30	0,19
<i>Хан-Тайшир</i>							
Пиллоу-лавы							
1019/4 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
Параллельные дайки							
920/13 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
920/5 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
348-81	0,7	0,20	<2	0,14	<0,2	0,63	0,10
920/7 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
349-81	0,29	0,13	<1	0,10	0,07	0,75	0,11
920/2 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
350-81	0,39	0,16	<1	0,13	<0,3	1,09	0,17
920/12 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
Скрины							
907/3 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
920/6 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
Дайки в габбро							
947/1 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
947/4 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—	—	—
n = 2 <sup>3</sup>	0,35	0,17	0,5	—	—	0,62	0,13
Параллельные дайки							
n = 1 <sup>3</sup>	0,45	0,19	0,87	—	—	0,87	0,14
Пиллоу-лавы							
n = 4 <sup>3</sup>	0,80	0,40	1,4	—	—	1,20	0,19

Примечание. Определения редких земель (на гамма-спектрометре IN-96) и малых компонентов выполнены В.С. Пархоменко в ИГиГ СО АН СССР.

Содержания редкоземельных элементов (табл. 7), нормированных по углестому хондриту [Evensen et al., 1978], для толеитовых базальтов эгийн-гольской офиолитовой ассоциации и толеитов некоторых океанических структур приведены на рис. 10. Намечается два типа распределения редкоземельных элементов. Один обнаруживает относительное обеднение легкими и обогащение тяжелыми редкими землями. Он свойствен толеитовой серии хребта Кюсю-Палау в Филиппинском море — остаточной примитивной островной дуге с корой океанического типа — и базальтами абиссальной плиты Наска в Тихом океане [Mazzulo, Вепсе, 1976]. Такие полого наклоненные кривые распределения РЗЭ с обозначенным европейским минимумом в случае срединно-океанических андезитов и более круто снижающиеся к легким лантаноидам нередко отме-



**Рис. 10.** Вариации содержаний РЗЭ в метавулканитах толеитовых серий рифей-вендских офиолитов Монголии (по данным авторов) и некоторых геотектонических обстановок океана. Здесь и на других аналогичных графиках все используемые результаты определений РЗЭ нормированы по углистым хондритам [Evensen et al., 1978]

1 — офиолитовые пиллоу-лавы Восточного Прихубсугуля,  $n = 4$ ; 2 — абиссальная равнина Наска в Тихом океане, рейс 34,  $n = 5$  [Mazzullo, Venca, 1976]; 3 — междуговая впадина Лау, Тихий океан,  $n = 3$  [Gill, 1976]; 4 — остаточная островная дуга Кюсю-Палау, Филиппинское море,  $n = 22$  [Закариадзе и др., 1984]

чают для базальтовых серий спрединговых структур срединно-океанических хребтов. Другой тип распределения РЗЭ, напротив, демонстрирует заметное обогащение легкими редкими землями относительно тяжелых и характерен для толеитовых пиллоу-лав Восточного Прихубсугуля (МНР) и базальтов интрадугового бассейна Лау [Gill, 1976]. Отличаясь более высокими концентрациями La и Ce, офиолитовые метавулканиды Монголии тем не менее по абсолютным содержаниям средних и тяжелых лантаноидов весьма близки толеитам плато Наска и хребта Кюсю-Палау. Наметившиеся типы распределения редкоземельных элементов, очевидно, связаны с различиями состава мантийных источников магм, в одном случае обогащенных, а в другом деплетированных легкими редкими землями, а отчасти обусловлены разной степенью плавления мантийного субстрата. Появление европиевого максимума на кривых распределения РЗЭ в офиолитовых толеитах МНР отражает особенности эволюции слабо фракционированных исходных расплавов с признаками аккумуляции плагиоклаза.

В целом же и редкоземельные геохимические характеристики, как и петрогенные компоненты, указывают на близость толеитовых пиллоу-лав в офиолитах Восточного Прихубсугуля к вулканическим сериям окраинно-морских и интрадуговых впадин.

### Известково-щелочная серия

Существует давно установленная в глобальном масштабе и хорошо известная закономерность, связывающая проявления известково-щелочного, в первую очередь андезитового, вулканизма с островными дугами, в основном с тем этапом их геологического развития, который наступает после завершения формирования собственно океанической коры и, таким образом, к последней не имеет прямого отношения. Накопленные на сегодняшний день обширные материалы по петрологии изверженных пород океана, не опровергая этого положения в целом, тем не менее убедительно показывают, что образования известково-щелочной магматической серии, так же как и толеитовой, чрезвычайно разнообразны по геохимическим характеристикам, появляются в различных морфотектонических структурах океана и, очевидно, имеют разную природу. Достаточно вспомнить, что своеобразную известково-щелочную тенденцию эволюции

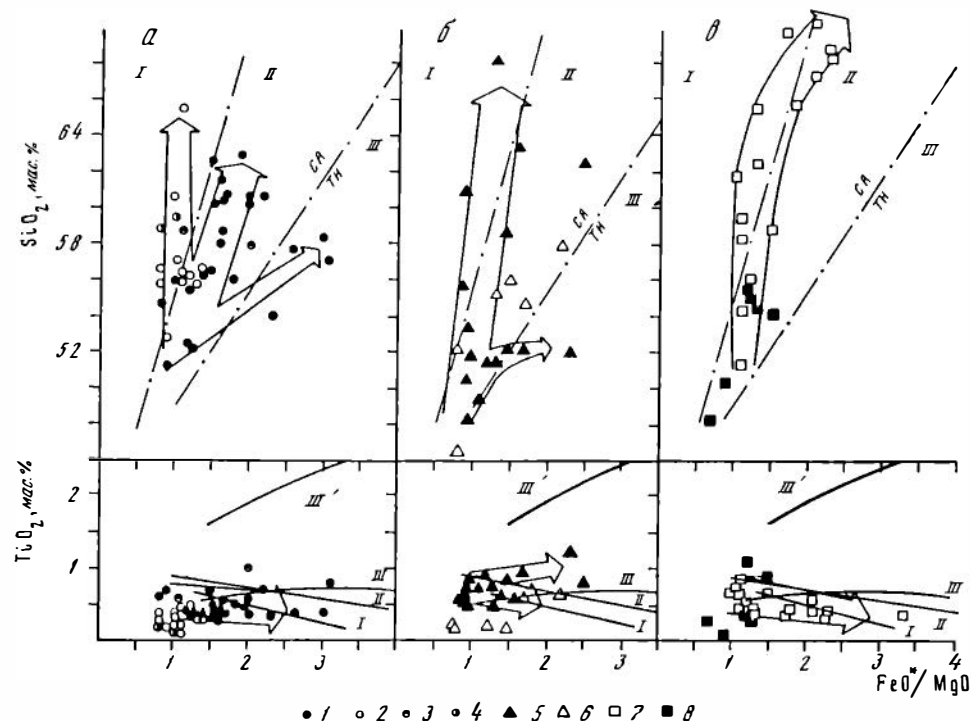


Рис. 11. Тренды дифференциации известково-щелочных вулканических серий различных офиолитовых зон Монголии (а — Хан-Тайшир, б — Восточное Прихубсугулье, в — бассейн р. Керулен) (см. Прил. 1)

1 — покровы пиллоу и массивных лав; 2 — параллельные дайки; 3 — дайки в пиллоу-лавах; 4 — скрины; 5 — лавовые покровы р. Уял-Гол в бассейне р. Эгийн-Гол; 6 — лавы, ассоциирующие с бонинитовыми покровами в районе сомона Эрдэнэ-Булган; 7 — лавовые покровы к востоку от слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол; 8 — гипабиссальные тела и лавовые покровы

обнаруживают, как было показано выше, слабо дифференцированные серии базальтов северного сегмента Срединно-Атлантического хребта. Аналогичные тренды магматической дифференциации устанавливаются в дифференцированных базальт-андезитовых сериях спрединговых структур окраинных морей, таких, как некоторые задуговые впадины Южной Атлантики (Южно-Сандвичевый бассейн). Определенные известково-щелочные серии наряду с толеитовыми и бонинитовыми характерны для начальных до собственно дуговых стадий развития интраокеанических островных дуг в так называемых областях "fore-arc" [Jakes, Miyake, 1984; Leitch, 1984; и др.].

Таким образом, появление известково-щелочных серий вулканитов в офиолитовых зонах не обязательно маркирует "постофиолитовую" инверсионную стадию развития земной коры, следующую непосредственно за собственно океаническим этапом ее формирования. И в этом отношении они, как и толеитовые серии, представляют значительный интерес как возможные индикаторы условий образования офиолитов определенного типа. Это особенно справедливо для тех случаев, когда своеобразные известково-щелочные серии андезитов и андезито-базальтов образуют покровы подушечных лав в ассоциации с плутоническими мафит-ультрамафитами или вместе с бонинитами участвуют в строении такого типично офиолитового элемента разреза палеоокеанической коры, как комплекс параллельных даек.

Среди рифей-вендских офиолитовых метавулканитов Монголии породы известково-щелочной магматической серии распространены достаточно широко. Нами установлено, что вместе с окраинно-морскими толеитами они слагают отдельные фрагменты верхних частей разреза эгийн-гольской офиолитовой ассоциации в Восточном Прихубсугулье и присутствуют в сближенных дайках, секущих амфиболиты, возникшие по расслоенным габброидам. Они образуют серию гипабиссальных тел и единичные

Таблица 8

**Средние содержания микрокомпонентов в метавулканитах  
известково-щелочных серий из разных офиолитовых зон Монголии  
и известково-щелочных вулканических пород  
некоторых обстановок современного океана, г/т**

Район и условия залегания офиолитов	SiO <sub>2</sub> , мас. %	Cr	Ni	Co	V	U
Хан-Тайшир						
параллельные дайки	≤ 53	1180	120	63	260	—
	53—61	118,5	117,5	63	106,5	0,14
покровы пиллоу и массивных лав	≤ 53	340	92,5	20,5	165	—
	53—61	145	47,7	26,7	180,3	0,13
Восточное Прихубсугулье, р. Уляд-Гол						
лавовые покровы и силлы	≤ 53	255,5	86,3	30,5	173,3	0,93
	53—61	566	93	26,4	155,5	0,92
Зона пересечения глубоководных желобов Яп и Марианского, островодужный склон [Геология ..., 1980]	≤ 53	160	62	47	280	—
	53—61	101,3	42	44,2	242,5	—
О-в Сариган, Марианская интраокеаническая островная дуга [Meijer, Reagan, 1981]	≤ 53	—	54,6	—	—	—
	53—61	47,4	19,4	—	—	—
Южно-Сандвичевый задуговой бассейн [Saunders, Tarney, 1979]	≤ 53	249,5	69,5	—	—	—
	53—61	295	42	—	—	—
Вулканический пояс Сетоучи, Японская континентальная островная дуга, высокомагнезиальные андезиты [Ishizaka, Carlson, 1983]	≤ 53	427,1	263	38,3	—	—
	53—61	202,8	205,8	22,6	—	—

лавовые потоки в офиолитах бассейна р. Керулен. Кроме того, анализ многочисленных оригинальных данных и пересмотр ранее опубликованных материалов [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Кузьмин и др., 1983] по Хан-Тайширу показали, что как покровы нижних пиллоу-лав, так и потоки верхних массивных лав этого офиолитового эталона сложены почти исключительно породами известково-щелочной серии, весьма своеобразными по геохимическим особенностям. Аналогичные вулканиты наряду с более широко развитыми бонинитами участвуют также в строении горизонта пластинчатых даек офиолитов Хан-Тайшира.

Состав петрогенных компонентов и степень дифференциации известково-щелочных серий в разных офиолитовых зонах Монголии варьируют так, что более или менее четко обособляются два типа: низкотитанистые (0,2—0,5 мас.% TiO<sub>2</sub>) слабо дифференцированные андезиты и андезито-базальты, а также умеренно титанистые (0,5—0,9 мас.% TiO<sub>2</sub>) сильно дифференцированные серии базальтов—андезитов—риодацитов. Первые составляют неотъемлемую часть офиолитовой ассоциации Хан-Тайшира, вторые характерны для восточно-прихубсугульских офиолитов бассейна р. Эгийн-Гол. Тем не менее и здесь локально в ассоциации с покровами подушечных бонинитовых лав горы Мандал-Обо (район сомона Эрдэнэ-Булган) встречаются низкотитанистые андезиты и андезито-базальты, аналогичные хан-тайширским.

Наибольшим своеобразием отличается состав низкотитанистой известково-щелочной



Th	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Sb	Sc
—	—	—	—	—	—	—	—
0,39	0,6	0,14	28	48	0,13	0,01	39,6
—	—	—	26	100	—	—	43
0,17	0,79	0,03	30,3	109,3	0,1	0,13	55
3,5	2,4	0,25	288	455	1,2	3,67	33,9
3,4	2,3	0,26	437,3	433	1,4	2,03	30,8
—	—	—	87	170	—	—	—
—	—	—	66,8	125,5	—	—	—
—	—	—	249,6	361,8	—	—	—
—	2,4	—	229,5	192,7	—	—	31,8
—	—	—	—	340	—	—	—
—	—	—	—	176	—	—	—
2,87	—	—	—	—	—	—	22,0
4,98	—	—	—	—	—	—	26,1

серии (см. Прил. 1). Она представлена господствующим рядом пород андезито-базальт-андезит, содержание  $\text{SiO}_2$  в котором и для пиллоу-лав, и для параллельных даек Хан-Тайшира варьирует от 54,82 до 60,55 мас.%. Более кремненасыщенные (до 65%) разновидности, равно как и базальты с 51–52%  $\text{SiO}_2$ , единичны. Хотя в породах, претерпевших низкотемпературный метаморфизм, щелочи не несут петрогенетической информации, обращают на себя внимание низкая щелочность этих в целом насыщенных кремнеземом пород и особенно низкая калиевость (0,1–0,5 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$ ), лишь в редких случаях повышающаяся до 0,9 мас.%. Это существенно кальциевые низкоглиноземистые андезиты с повышенными содержаниями Mg и сравнительно низкой железистостью.

Умеренно титанистые известково-щелочные серии образуют значительно более дифференцированный ряд пород, в котором увеличен диапазон изменений  $\text{SiO}_2$  (~ 50–70 мас.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13–19 мас.%), железистости, но остается такой же низкой общей щелочность, в частности калиевость, не превышающая 1,8 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$  в наиболее кислых разновидностях.

Это в целом петрохимические особенности весьма примитивных андезитовых лав, которые находят себе современные аналоги среди известково-щелочных андезитов и андезито-базальтов интраокеанических дуг, в частности лав островодужного склона в зоне пересечения глубоководных желобов Яп и Марианского [Геология..., 1980], а также среди известково-щелочных андезитов остаточной дуги Лау Колвиль [Gill,

1976]. В какой-то мере они близки примитивным высокомагнезиальным андезитам и более зрелых островных дуг, в частности известково-щелочным лавам приокеанического вулканического пояса на юго-востоке Японии [Ishizaka, Carlson, 1983], хотя в последних повсеместно фиксируется более высокий уровень концентраций К.

Все рассматриваемые известково-щелочные серии офиолитовых зон Монголии демонстрируют характерные для этого петрохимического типа тренды дифференциации, указывающие на накопление в остаточных жидкостях  $Al_2O_3$ , а не Fe, как это происходит в толеитовых расплавах, а также на отсутствие либо отрицательную корреляцию Ti с Fe (рис. 11). В основном это существенно андезитовые (Хан-Тайшир) или базальт-андезитовые (реки Уляд-Гол, Керулен) серии, и только в одном случае – в лавовом разрезе к востоку от слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол – в заметных объемах присутствуют кислые породы.

Редкоэлементный состав известково-щелочных серий в офиолитах Монголии содержит, пожалуй, более разностороннюю петрогенетическую информацию, чем в толеитах (табл. 8, см. табл. 7, Прил. 2). В данном случае, помимо элементов группы Fe (Ni, Co, Cr, V), достаточно информативны такие элементы высокого ионного потенциала, как Ti, Ta, Hf, просто в силу того, что в андезитах, играющих основную роль в известково-щелочных сериях, они накапливаются в более значительных концентрациях, чем в базальтах – главных представителях толеитовых серий. Так как эти элементы относительно инертны в процессе низкотемпературных изменений, их также можно использовать для оценки петрохимических родственных связей офиолитовых лав. Кроме того, для внутренних сопоставлений лав различных офиолитовых зон Монголии, претерпевших одинаковые метаморфические преобразования, по-видимому, можно принять во внимание и другие, несколько более подвижные элементы (Sr, Th и др.).

Два типа известково-щелочных серий, наметившиеся при рассмотрении петрогенных элементов, еще более четко обособляются по геохимическим параметрам. Породы умеренно титанистой сильно дифференцированной известково-щелочной серии базальтов, андезитов и дацитов р. Уляд-Гол (Восточное Прихубсугулье) по сравнению с низкотитанистой слабо дифференцированной СА серией андезито-базальтов и андезитов Хан-Тайшира обогащены Cr, Th, Hf, Ta, Sr, Cs, Sb, Sc (см. табл. 8). Андезиты (53–61 мас. %  $SiO_2$ ) двух указанных районов имеют средние содержания Cr – соответственно 566 и 118 г/т (параллельные дайки), 145 г/т (лавовые покровы); Ni – 93,3 и 117,5 г/т; 47,7 г/т; U – 0,92 и 0,14 г/т; 0,13 г/т; Th – 3,4 и 0,39 г/т; 0,17 г/т; Hf – 2,4 и 0,6 г/т; 0,8 г/т; Ta – 0,246 и 0,014 г/т; 0,03 г/т; Sr – 455 и 48 г/т; 109 г/т.

В лавах восточноприхубсугульских офиолитов по сравнению с хан-тайширскими на порядок выше содержания Cs, но самым трудно объяснимым оказывается устойчивое для всех разновидностей дифференцированного ряда пород р. Уляд-Гол высокое содержание Sb, которое в базальтах достигает пика – 3,67 г/т, а в андезитах – 2,03 г/т. Это на два порядка выше концентрации этого элемента в дайках Хан-Тайшира и на один – в лавах. Так же, как и в случае с аномальным обогащением Ta восточноприхубсугульских офиолитовых толеитов, при отсутствии каких-либо признаков наложенных процессов урановые содержания Sb в уляд-гольских вулканитах можно связать пока (учитывая слабую изученность геохимии этого элемента) с процессами глубинной контаминации.

Что касается остальных элементов, то, так как породы близкого исходного состава и в том и другом случае претерпели идентичные метаморфические преобразования, наблюдаемые вариации микрокомпонентного состава, скорее всего, отражают элементные соотношения первичных магматических пород и свидетельствуют о более примитивном геохимическом типе известково-щелочных андезито-базальтов и андезитов Хан-Тайшира по сравнению с аналогичными породами восточноприхубсугульских офиолитов. В целом наблюдаемая обогащенность крупноионными литофилами или элементами низкого ионного потенциала (Sr, Th) свойственна лавам островодужного типа. Однако в данном случае в офиолитовых лавах Восточного Прихубсугулья наблюдаются слишком высокие содержания Cr и Ni даже по сравнению с более примитивными офиолитовыми лавами Хан-Тайшира. Обычная для островодужных лав деплецированность в отношении Ni и Cr в данном случае отсутствует. Подобные “смешанные” редкоэлементные характеристики наблюдаются нередко в вулканогенных породах интраокеанических островных дуг и окраинных бассейнов (см. табл. 8).

Экономически важные элементы Cu, Zn, Pb характеризуются неравномерным рас-

Т а б л и ц а 9

**Средние содержания некоторых халькофильных элементов  
в офиолитовых метавулканитах толеитовых, известково-щелочных  
и других магматических серий Монголии, г/т**

Район и условия залегания	SiO <sub>2</sub> , мас.%	Cu	Zn	Pb
<b>Т о л е и т о в а я с е р и я</b>				
Восточное Прихубсугулье, р. Алаг-Цари-Гол				
покровы пиллоу-лав	≤ 53	51	102,7	8,9
то же	53–58	58,5	97,5	7,8
дайки в пиллоу-лавах	≤ 53	38,6	90	14,3
р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган				
дайки в ультрамафитах	„	87,7	96,7	8
слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол				
лавовые покровы	„	69	105	4
Участок к востоку от слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол				
лавовые покровы	„	143	–	15
Баян-Хонгорская зона				
параллельные дайки	„	–	31	–
пиллоу-лавы	„	–	81	–
<b>И з в е с т к о в о - щ е л о ч н а я с е р и я</b>				
Восточное Прихубсугулье р. Уляд-Гол				
лавовые покровы	„	163,8	90	14,5
Хан-Тайшир				
параллельные дайки	≤ 53	12	–	–
то же	53–61	23,3	33,3	5,3
дайки в пиллоу-лавах	57–58	51	65	9
пиллоу- и массивные лавы	≤ 53	49,5	50	5
то же	53–61	58,5	54,3	7,4
<b>Щ е л о ч н а я с е р и я</b>				
Восточное Прихубсугулье, слия- ние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол				
пиллоу-лавы	≤ 53	70	110	5
<b>Б о н и н и т о в а я с е р и я</b>				
Восточное Прихубсугулье, район сомона Эрдэнэ-Булган				
дайки в ультрамафитах	53–58	82,3	46,6	7,3
лавовые покровы	≤ 53	52	–	–
Хан-Тайшир				
параллельные дайки	53–61	11,2	42	10,4
то же	61–65	21,5	30	5
пиллоу-лавы	≤ 53	110	–	–

пределением в породах известково-щелочных офиолитовых серий Монголии, как, впрочем, и в других сериях – толеитовой, щелочной и бонинитовой. Они не обнаруживают каких-либо закономерных связей с определенным типом магматической серии или же со степенью дифференциации вулканитов (табл. 9), хотя в отдельных случаях отмечается обогащение Си основных известково-щелочных пород р. Уляд-Гол (163,8 г/т) по сравнению с основными пиллоу-лавами Хан-Тайшира (49,5 г/т). Аналогичным образом иногда фиксируются относительно высокие уровни концентраций Си в толеитовой серии: в базальтах района слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол в Восточном Прихубсугулье (143 г/т) и в менее кремненасыщенных бонинитах пиллоу-лав

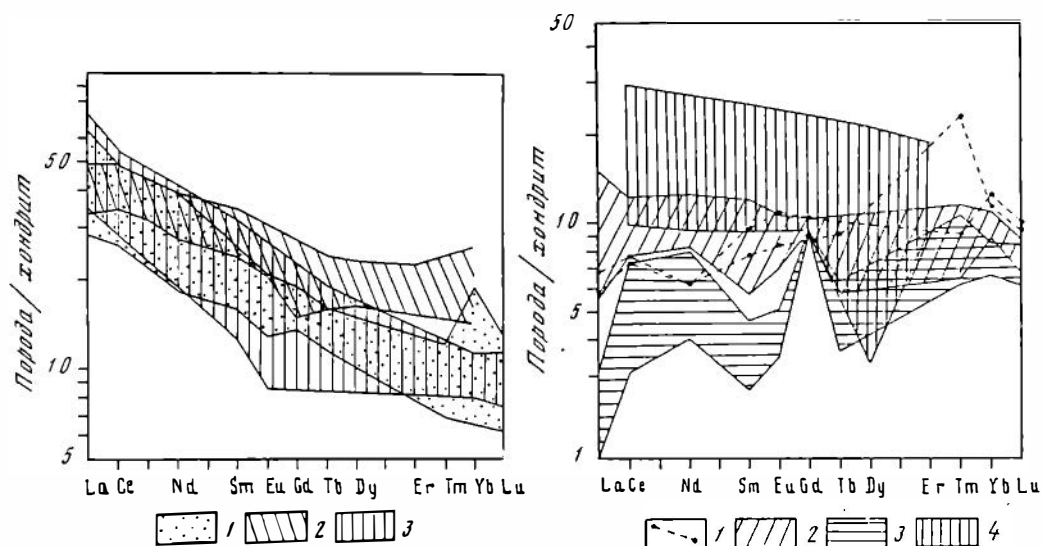


Рис. 12. Вариации содержаний РЗЭ в известково-щелочных сериях рифей-вендских офиолитов Монголии (по данным авторов) и некоторых геотектонических обстановок океана

1 — р. Уляд-Гол, Восточное Прихубсугулье,  $n = 8$ ; 2 — внутриокеаническая остаточная островная дуга Лау Колвиль,  $n = 4$  [Gill, 1976]; 3 — магнезиальные андезиты приокеанического вулканического пояса Сетоучи, юго-запад Японии,  $n = 11$  [Ishizaka, Carlson, 1983]

Рис. 13. Вариации содержаний РЗЭ в породах известково-щелочных вулканических серий офиолитов Хан-Тайшира (по данным авторов) и известково-щелочных вулканиках Южно-Сандвичевого задугового бассейна [Saunders, Tarney, 1979]

Хан-Тайшир: 1 — дайки в пиллоу-лавах, 2 — пиллоу-лавы,  $n = 4$ , 3 — массивные лавы,  $n = 3$ ; 4 — Южно-Сандвичевый задуговой бассейн,  $n = 4$

Хан-Тайшира (110 г/т). Эти аномально высокие содержания Си в известково-щелочных и других офиолитовых вулканиках МНР сопоставимы с содержаниями Си в андезитах известково-щелочной серии о-ва Сариган Марианской океанической островной дуги (136,6 г/т). Но соотношения здесь обратные: в офиолитах обогащены Си более основные представители вулканических серий по сравнению с андезитами, в указанной островодужной серии, напротив, базальты деплетированы рассеянной Си по сравнению с андезитами.

Вариации содержаний РЗЭ в породах известково-щелочных серий различных офиолитовых зон Монголии дают три типа распределения, связанные с геологически самостоятельными объектами (рис. 12, 13, см. табл. 7). Характерно, что во всех случаях наблюдается примерно одинаковый уровень концентрации тяжелых РЗЭ, а содержание легких изменяется в весьма широком диапазоне.

1-й тип фиксируется в умеренно титанистых дифференцированных известково-щелочных сериях р. Уляд-Гол в Восточном Прихубсугулье. Порода, обогащенные крупноионными литофилами, как показано выше, обнаруживают также весьма заметные концентрации легких РЗЭ и, как следствие этого, большие значения отношения  $Ce/Yb$  (2,0–7,2) и положоснижающиеся от легких РЗЭ к тяжелым кривые распределения этих элементов. В этом случае наблюдается картина, свойственная островодужным вулканическим сериям, в частности остаточной океанической островной дуге Лау Кольвиль на западе Тихого океана [Gill, 1976] (см. рис. 12). Однако и по абсолютным значениям содержаний РЗЭ уляд-гольские офиолитовые лавы деплетированы легкими РЗЭ по сравнению с известково-щелочными сериями островных дуг на континентальной коре и в этом отношении близки лишь высокомагниевым андезитам континентальных островных дуг, в частности Юго-Западной Японии (см. рис. 12).

2-й тип распределения с примерно одинаковыми содержаниями легких и тяжелых РЗЭ и соответственно отношением  $Ce/Yb$ , близким к 1, обнаруживают низкотитанистые слабо дифференцированные известково-щелочные андезито-базальтовые и андези-

товые пиллоу-лавы в офиолитах Хан-Тайшира (см. рис. 13). Они в основных чертах (за исключением диспрозиевого минимума) близки кривым распределения известково-щелочных базальтов и андезитов Южно-Сандвичевого спредингового центра.

3-й тип распределения наблюдается в верхних массивных лавах хан-тайширских офиолитов и характеризуется пониженными концентрациями легких РЗЭ (Ce/Yb до 0,37) и противоположным по отношению к 1-му типу наклоном линий распределения элементов (см. рис. 13).

С учетом данных по микрокомпонентному составу можно предположить, что наблюдающиеся типы распределения РЗЭ в известково-щелочных офиолитовых лавах Монголии вызваны, с одной стороны, разной степенью плавления магмогенерирующего субстрата, с другой — различиями в степени дифференциации образовавшихся расплавов. При этом магматический источник верхних массивных лав Хан-Тайшира, очевидно, был предварительно деплетирован легкими РЗЭ.

Таким образом, известково-щелочные породы офиолитовых ассоциаций Монголии отличаются от известково-щелочных серий континентальных островных дуг более низкой щелочностью и кремненасыщенностью, более ярко выраженным трендом обогащения Fe (за исключением параллельных даек Хан-Тайшира), значительно большими объемами андезитов и андезито-базальтов при подчиненной роли более кислых пород. По петрогенным элементам, микрокомпонентному составу и редкоземельным характеристикам они аналогичны примитивным известково-щелочным андезитам внутриокеанических островных дуг (Марианской, Тонга) и известково-щелочным сериям некоторых окраинных и интрадуговых бассейнов. Появление известково-щелочных трендов в родоначальных офиолитовых магмах Монголии мы связываем, согласно модели Е. Осборна, с фракционной кристаллизацией титаномагнетита в относительно малоглубинных кумулятивных камерах, что приводит к последовательному обогащению  $\text{SiO}_2$  остаточных жидкостей и деплетированию их в отношении Fe. Решающим фактором является окислительно-восстановительный режим процесса кристаллизации, характеризующийся повышенной фугитивностью кислорода. Такие условия часто реализуются в нестабильных тектонических обстановках по окраинам больших океанических бассейнов.

### Щелочная серия

Щелочные вулканогенные породы среди метавулканитов различных офиолитовых зон Монголии представляют редкое явление. Они трудно диагностируются из-за наложенных процессов низкотемпературных метаморфических изменений, но по косвенным признакам, учитываемым характер корреляционных связей щелочей с Ti, содержание P и реликтовые минералогические особенности, достаточно уверенно в качестве щелочных идентифицируются шаровые лавы района слияния рек Ури-Гол и Эгийн-Гол в Восточном Прихубсугулье. Они обладают характерными признаками подводных излияний, резко недонасыщены  $\text{SiO}_2$  (< 50 мас. %) и имеют высокие содержания  $\text{TiO}_2$ , как правило превышающие 2 мас. % и доходящие до 3,8 мас. % (см. Прил. 1). На диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  с разделительными линиями они попадают на высоко и умеренно щелочную группы, которые геологически обособляются недостаточно четко, поэтому такое разделение в какой-то мере условно. Высокощелочные лавы отличаются повышенным содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,43–0,83 мас. %) и имеют тенденцию к более устойчивым высоким концентрациям Ti. Породы щелочной базальтовой серии в целом характеризуются высокой железистостью, причем намечается положительная корреляция  $\text{FeO}^*$ , MgO с  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ .

Если учесть одинаковую степень измененности пород и рассматривать параметр  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  как индикатор дифференциации, то можно предположить, что обе группы являются производными одной родоначальной магмы, но отвечают разным стадиям ее эволюции, контролируемой относительно глубинным фракционированием пироксена, благодаря чему в остаточных жидкостях накапливаются щелочи и Fe, а содержание  $\text{SiO}_2$  остается практически на постоянном уровне. Отчасти такое предположение подтверждается относительно более высокими концентрациями Cr (160–200 г/т) и Ni (52–55 г/т) в умеренно щелочных лавах, как более ранних продуктах дифференциации.

По составу щелочные пиллоу-базальты восточноприхубсугульских офиолитов близки вулканитам островных ассоциаций и сопоставимы с щелочными базальтами подводных возвышенностей Атлантики и Тихого океана (Императорские горы, поднятие Маркус-Неккер и др.) и океанических склонов некоторых глубоководных желобов.

### Бонинитовая серия

Для выяснения генезиса офиолитов особое значение приобретают редкие диагностические серии пород, устойчиво ассоциирующие с ультрамафитами и габброидами. К ним относятся впервые установленные нами в Монголии, и в столь древних офиолитах вообще, низкотитанистые высокомагнезиальные базальты и андезиты со специфическим редкоземельным и редкоземельным составами [К.Б. Кепежинская и др., 1984; К.Б. Кепежинская и др., 1985]. Они выделены в качестве бонинитовой серии, аналогичной третичным бонинитам западной части Тихого океана, которые встречаются пока только в связи со структурами внутриокеанических дуг и считаются характерной особенностью их фронтальных зон, идентифицируя весьма узкий ряд тектонических обстановок. Благодаря этому своеобразные серии бонинитов служат хорошим индикатором палеотектонических режимов формирования соответствующих ассоциаций изверженных пород, несмотря на то что в петрологическом аспекте природа этих образований во многом еще остается загадочной.

Бониниты, впервые описанные среди кайнозойских лав запада Тихого океана [Kikuchi, 1890], стали интенсивно изучать лишь в последнее время. Этому немало способствовали два обстоятельства: открытие их геохимических аналогов в фанерозойских офиолитах (Кипр, Греция, Ньюфаундленд, Австралия) и прямое отношение этой серии к проблеме происхождения андезитов и дацитов островных дуг. Большое петрологическое и палеотектоническое значение этих пород несоизмеримо с редкостью их находок в современном океане, хотя число последних сравнительно быстро растет. Помимо давно известных районов местонахождения бонинитов в Идзу-Бонинской дуге (о-ва Бонин, Чичи-Джима), установлено их широкое распространение в Папуа-Новая Гвинея (мыс Фогель), на западном побережье Новой Каледонии (Непуи), в пределах островных склонов глубоководных желобов Тонга и Марианской дуг, а также во фронтальной зоне Марианской дуги, где они вскрыты скв. 458 при глубоководном бурении [Dallwitz et al., 1966; Dietrich et al., 1978; Sharashkin et al., 1983; Геология ..., 1980; Meijer, 1980; Jenner, 1981; Hickey, Frey, 1982; Cameron et al., 1983; Sameshima et al., 1983; Карпенко и др., 1984].

Отличительными особенностями этих пород являются признаки подводного излияния в виде пиллоу-лав, так что современная их геологическая позиция на островах Идзу-Бонинской и Ново-Гвинейской дуг в виде аллохтонных тектонических пластин не является первичной. Для них характерны присутствие богатого Mg ортопироксена или клиноэнстатита среди ранних фаз кристаллизации, наличие высокохромистой шпинели, а также своеобразный состав, обусловленный экстремально низкими содержаниями  $TiO_2$  (0,1–0,3 мас. %), низкой глиноземистостью (5–11 мас. %  $Al_2O_3$ ) в сочетании с высокой кремненасыщенностью (54–60 мас. %  $SiO_2$ ) и высокой магнезиальностью (11–25 мас. % MgO). Их геохимические параметры включают высокие уровни концентраций Cr (200–2800 г/т) и Ni (70–600 г/т), которые обнаруживают сильную корреляцию с содержаниями Mg в породе и не зависят от вариаций в содержании других петрогенных элементов. Чрезвычайно характерен их редкоземельный состав с низким, приближающимся к хондритовому уровнем накопления P3Э, особенно тяжелых. Геохимические и изотопные аномалии этих пород отражают геохимическую специфику их мантийных источников [Карпенко и др., 1984], а само появление их связывают с начальными стадиями раскола древних океанических плит [Cameron et al., 1979] или же с процессами раскалывания островных дуг и интрадуговым спредингом [Кепежинская, 1984].

В верхнерифейских офиолитах Монголии бониниты выявлены в двух зонах — Джиндинской в Восточном Прихубсугулье и Озерной в пределах хребта Хан-Тайшир. В первом случае они образуют мощные вулканические покровы часто брекчированных шаровых лав с визуально заметной вариолитовой структурой, находящихся в тектонических взаимоотношениях с ультрамафитами и габброидами района сомона Эрдэнэ-

Булган (гора Мандал-Обо, р. Шивертайн). Аналогичные вариолитовые бониниты встречаются также в роях сближенных даек, секущих мафит-ультрамафитовые плутонические породы Барунбаянского массива. Они также спорадически появляются в разрезе известково-щелочных лав р. Уялд-Гол в бассейне р. Эгийн-Гол выше сомона Эрдэнэ-Булган. Однако наиболее широко распространены бониниты и бонинитоподобные вулканогенные породы в районе Хан-Тайшира, где этими породами практически полностью сложен горизонт параллельных даек хан-тайширских офиолитов.

По составу породообразующих окислов они соответствуют своим западнотихоокеанским аналогам, представляя ряд пород с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 53 до 59 мас. % (в единичных случаях до 64 мас. %);  $\text{TiO}_2$  — 0,1–0,2;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 6–13;  $\text{MgO}$  — 8–19 мас. % (табл. 10). В катаклазированных скринах нижней части горизонта параллельных даек Хан-Тайшира встречаются разности с содержанием  $\text{MgO} \sim 23$  мас. %. Характерно, что колебания концентраций  $\text{MgO}$  не зависят от степени кремненасыщенности породы, но строго коррелируются с уровнем концентрации Cr и Ni. Содержания Cr в бонинитах Хан-Тайшира изменяются от 310 г/т (при 7,7 мас. %  $\text{MgO}$ , 57%  $\text{SiO}_2$ ) до 1300 г/т (13 мас. %  $\text{MgO}$ , 55 мас. %  $\text{SiO}_2$ ), достигая в среднем 689 г/т, а Ni — от 73 до 520 г/т, в среднем — 173 г/т (см. Прил. 2). Пределы колебаний содержаний этих редких элементов в аналогичных породах Восточного Прихубсугуля равны соответственно 300–1047 и 112–430 г/т.

Столь высокие содержания Cr в составе рассматриваемых пород не являются результатом аккумуляции минералов-концентратов этого элемента, а присущи исходным бонинитовым расплавам. Это подтверждается наличием включений высокохромистой шпинели (50–70 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) в других фенокристаллах лав и относительно высокими содержаниями Cr в фенокристаллах пироксена. По параметру  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ , достигающему значений 0,8–0,9, шпинели бонинитов превосходят шпинели офиолитовых перидотитов и ультрамафитов океанического дна с максимальными величинами этого отношения [Dick, Bullen, 1984].

Содержания некогерентных элементов, инертных или малоподвижных в процессах низкотемпературного метаморфизма (Hf, Th, Ta и др.), в бонинитах Монголии почти на порядок меньше, чем в лавах других магматических серий (см. табл. 7). Они вообще деплетированы крупноионными литофилами за исключением легких редких земель. Распределение этих элементов в бонинитах иногда испытывает существенные вариации. Так, бониниты Восточного Прихубсугуля по сравнению с аналогичными породами Хан-Тайшира характеризуются меньшими концентрациями Hf и Sb (соответственно 0,24–0,28 и 0,4–0,7 г/т; 76–83 и 94–119 г/т).

Пространственные вариации Ti, V, Sc, Hf, Y отмечены и в третичных бонинитах запада Тихого океана [Hickey, Frey, 1982]. Эти вариации особенно существенны в отношении P3Э, которым придается большое значение при установлении палеотипных аналогов высокомагнезиальных низкотитанистых пород. С появлением большого числа геохимических и изотопных данных оказалось, что как по абсолютным концентрациям легких редких земель, так и в особенности по типу распределения P3Э бониниты разной географической позиции на западе Тихого океана неодинаковы. Эти данные по P3Э (рис. 14) показывают, что существует по крайней мере три типа распределения. 1-й тип U-образного распределения с примерно одинаковым содержанием легких и тяжелых P3Э и деплетированными концентрациями промежуточных редких земель, который долгое время считали самым типичным признаком пород рассматриваемого ряда, по сути дела, ограничен высокомагнетными низкотитанистыми лавами Бонинских островов (Идзу-Бонинская дуга). 2-й тип распределения P3Э наиболее полно охарактеризован многочисленными данными по бонинитам мыса Фогель Новогвинейской островной дуги. Он отличается самыми высокими, отмеченными еще лишь в бонинитах Новой Каледонии, концентрациями легких редких земель. Кривые распределения постепенно снижаются от легких к тяжелым P3Э. Наибольшим своеобразием отличается 3-й тип распределения, присущий бонинитам фронтальной зоны Марианской дуги. По форме кривые распределения напоминают распределение P3Э в примитивных толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов, обнаруживая слабую истощенность легкими редкими землями и небольшое относительное обогащение тяжелыми. По абсолютному содержанию редких земель породы всех рассмотренных типов за исключением новогвинейского (в отношении легких P3Э) приближаются к уровням концентрации этих элементов в хондритах.

Таблица 10

Химический состав (мас.%) высокомагнезиальных  
и низкотитанистых метавулканитов офиолитовых зон Монголии

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
<b>Бонинитовая серия</b>						
<i>Восточное Прихубсугуль, р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</i>						
Покровы пиллоу и массивных лав						
83-7/13	49,41	0,16	12,88	9,39		0,14
2т6 <sup>п</sup>	50,79	0,19	11,98	1,96	6,28	0,17
3042 <sup>п</sup>	51,14	0,18	13,36	2,76	6,45	0,34
83-9/10	52,21	0,16	11,20	11,31		0,20
1т6 <sup>п</sup>	52,48	0,12	6,07	2,23		0,10
83-9/16	53,20	0,15	12,62	9,97		0,15
83-6/7	54,25	0,13	11,48	9,65		0,16
83-9/9	54,36	0,17	13,12	9,71		0,16
83-6/6	54,45	0,13	10,40	9,70		0,15
83-6/4	54,90	0,16	12,83	9,20		0,16
83-6/8	54,95	0,12	10,70	9,55		0,15
83-6/5	55,63	0,15	11,57	9,16		0,15
83-6/2	55,65	0,21	12,86	9,80		0,15
83-7/8	55,66	0,19	12,97	8,89		0,19
83-6/3	55,81	0,23	13,32	9,29		0,14
83-9/8	58,99	0,14	12,17	8,68		0,14
Дайки в ультрамафитах						
274-81	53,80	0,18	11,82	1,52	6,79	0,15
275-81	56,81	0,17	12,36	1,26	6,73	0,17
277-81	58,62	0,22	14,72	2,84	5,74	0,15
<i>р. Ульд-Гол</i>						
Покров массивных лав						
157-81	52,53	0,67	13,93	0,66	7,38	0,17
Дайка						
83-70/9	52,56	0,72	14,03	8,93		0,16
<i>Хан-Тайшир</i>						
Пиллоу-лавы						
1019/4 <sup>з</sup>	53,63	0,21	12,38		9,59	0,16
Параллельные дайки						
303/6 <sup>к</sup>	52,16	0,44	11,05	1,98	7,09	0,17
303/33 <sup>к</sup>	52,69	0,17	9,08	2,56	6,54	0,16
920/13 <sup>з</sup>	54,93	0,13	11,78		9,10	0,28
356-81	55,10	0,18	12,15	2,57	5,47	0,12
920/5 <sup>з</sup>	55,36	0,17	11,38		8,61	0,17
347-81	55,81	0,20	9,79	1,33	6,48	0,16
303/60 <sup>к</sup>	55,86	0,27	13,77	2,65	6,42	0,14
348-81	56,70	0,14	10,23	2,00	5,99	0,16
920/7 <sup>з</sup>	57,74	0,23	14,89		7,85	0,12
349-81	58,01	0,14	10,30	0,82	6,96	0,15
920/2 <sup>з</sup>	59,05	0,13	13,01		9,00	0,16
350-81	59,44	0,22	11,78	1,77	5,95	0,14
920/12 <sup>з</sup>	61,44	0,16	10,70	1,22	5,79	0,11
358-81	64,32	0,20	10,19	2,93	6,88	0,16
Скрины						
907-3 <sup>з</sup>	54,81	0,04	4,58	2,48	8,54	0,25
930/1 <sup>з</sup>	57,17	0,02	2,45	3,39	5,87	0,21
920/6 <sup>з</sup>	57,89	0,35	13,26	—	7,76	0,13
Дайки в габбро						
947/1 <sup>з</sup>	56,86	0,13	13,21		8,60	0,16
947/4 <sup>з</sup>	57,11	0,15	15,26		6,66	0,10

Примечание. Все анализы пересчитаны к 100% после вычитания п.п.п. и H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, значения которых приведены в таблице отдельно. Образцы из коллекций: и — А.В. Ильина (1982 г.); п — Г.В. Пинуса и др. (1984 г.); к — М.И. Кузьмина и др. (1983 г.); з — Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина (1978 г.). Оригинальные анализы авторов выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ



MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
<b>Бонинитовая серия</b>						
<i>Восточное Прихубсугулье, р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</i>						
Покровы пиллоу и массивных лав						
12,49	14,85	0,58	0,06	0,04	4,26	—
12,75	14,48	1,27	0,22	0,04	4,81	—
13,67	11,11	0,65	0,34	—	4,66	—
15,98	7,01	1,86	0,02	0,04	5,59	—
16,34	15,56	0,93	0,15	0,05	2,81	—
14,97	7,22	1,34	0,53	0,04	4,48	—
16,16	6,15	1,96	0,02	0,04	4,81	—
13,86	5,73	2,79	0,05	0,04	4,62	—
17,16	6,97	0,95	0,05	0,04	4,81	—
14,54	6,36	1,79	0,02	0,04	4,92	—
16,44	6,32	1,71	0,02	0,04	4,63	—
15,18	5,88	2,22	0,02	0,04	4,63	—
11,99	7,75	1,52	0,02	0,04	4,39	—
11,09	7,36	3,32	0,30	0,04	3,22	—
13,22	4,64	3,12	0,14	0,09	4,34	—
11,16	5,64	2,93	0,12	0,04	3,92	—
Дайки в ультрамафитах						
17,96	5,48	1,49	0,49	0,04	5,82	0,38
14,91	5,19	1,84	0,34	0,04	5,42	0,32
9,43	4,64	2,46	1,09	0,04	4,43	0,58
<i>р. Ульд-Гол</i>						
Покров массивных лав						
12,46	9,12	1,15	1,43	0,12	15,35	0,26
Дайка						
12,21	8,23	2,08	0,90	0,19	2,87	—
<i>Хан-Тайшир</i>						
Пиллоу-лавы						
10,64	9,64	3,39	0,05	—	3,72	—
Параллельные дайки						
17,89	6,74	2,40	0,07	—	4,51	—
19,80	8,55	0,42	0,13	—	4,64	—
13,37	8,01	2,08	0,32	—	8,84	—
11,27	11,04	1,57	0,27	0,04	2,89	—
12,38	8,64	3,13	0,16	—	2,40	—
17,41	6,84	1,63	0,17	0,04	4,79	0,56
11,35	6,94	1,89	0,70	—	4,00	—
14,62	8,68	1,04	0,15	0,04	4,06	0,50
8,08	7,17	3,49	0,40	—	2,23	—
13,54	6,77	2,76	0,29	0,04	3,24	0,46
9,33	5,41	3,72	0,20	—	2,42	—
10,86	5,83	3,32	0,47	0,04	3,30	0,46
10,45	7,16	2,80	0,18	—	3,29	—
10,19	4,73	1,98	0,17	0,05	3,84	0,50
Скрины						
23,37	5,80	0,12	0,01	—	3,15	—
23,78	6,98	0,12	0,01	—	4,71	—
8,49	7,82	3,69	0,61	—	1,85	—
Дайки в габбро						
10,31	9,48	1,20	0,06	—	2,22	—
7,74	10,13	2,76	0,09	—	3,00	—

СО АН СССР, аналитик Л.В. Коковкина (номера с обозначением -81) и в Центральной партии физико-химических исследований минерального сырья комплексной экспедиции ВИМС (номера с обозначением -83).

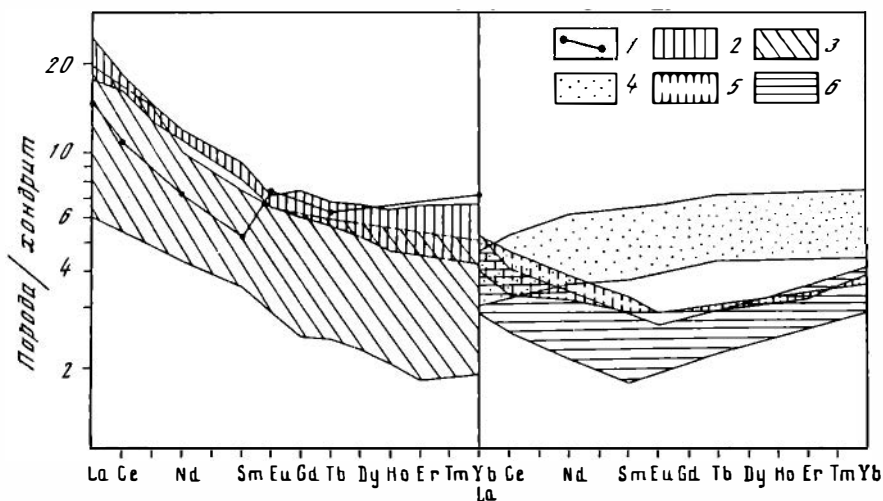


Рис. 14. Вариации содержаний РЗЭ в породах бонинитовой серии различных внутриокеанических островных дуг (Идзу-Бонинской, Марианской, Ново-Гвинейской) и сопряженных с ними глубоководных желобов

1 – островной склон желоба Тонга [Карпенко и др., 1984]; 2 – Новая Каледония,  $n = 2$  [Cameron et al., 1983]; 3 – мыс Фогель, Папуа–Новая Гвинея,  $n = 15$  [Sharaskin et al., 1980; Jenner, 1981; Hickey, Frey, 1982; Cameron et al., 1983; Карпенко и др., 1984]; 4 – фронтальная зона Марианской дуги,  $n = 5$  [Hickey, Frey, 1982; Карпенко и др., 1984]; 5 – островной склон Марианского желоба,  $n = 2$  [Sharaskin et al., 1980; Hickey, Frey, 1982]; 6 – Бонинские острова (Чичи-Джима, Бонин),  $n = 5$  [Hickey, Frey, 1982; Cameron et al., 1983; Карпенко и др., 1984]

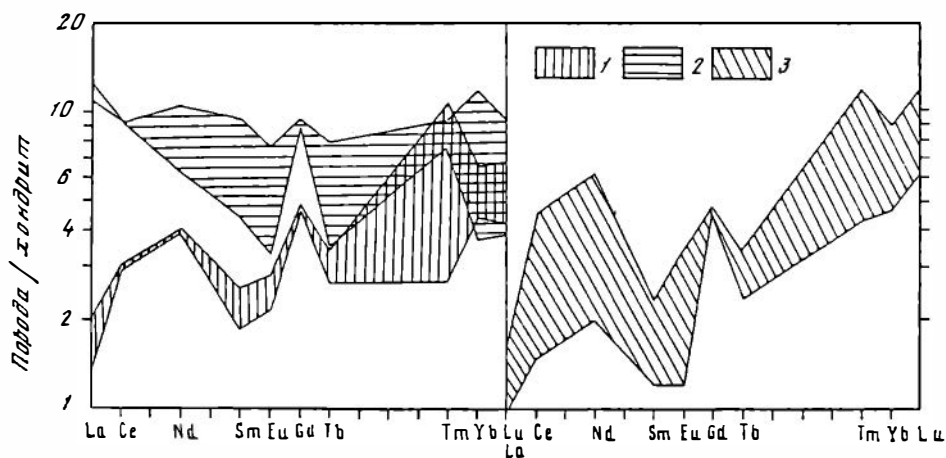


Рис. 15. Вариации содержаний РЗЭ в породах бонинитовой серии из различных офиолитовых зон Монголии

Хан-Тайшир: 1 – параллельные дайки,  $n = 3$ ; 2 – параллельные дайки,  $n = 2$ ; 3 – Восточное Прихубсугулье, сближенные дайки,  $n = 3$

Распределение РЗЭ в рифейских офиолитовых лавах Монголии (рис. 15, см. табл. 7) и третичных клиноэнстатитсодержащих лавах Западной Пацифики оказывается сравнимым даже по абсолютным содержаниям легких лантаноидов, относительно более мобильных при метаморфизме низких ступеней, хотя и несколько отличается повышенными концентрациями Tm, Yb, Lu. В целом редкоземельный состав монгольских бонинитов близок аналогичному составу бонинитов тихоокеанских внутриокеанических островных дуг и хондритовому составу. Вместе с тем отдельные разновидности бонинитов как в Восточном Прихубсугулье, так и на Хан-Тайшире весьма существенно деплетированы La и Ce, как это имеет место и в бонинитах Троодоса [Cameron et al.,

1983], по сравнению с тихоокеанскими аналогами. При этом восточноприхубсугульские вариолитовые бониниты характеризуются распределением РЗЭ, свойственным бонинитам фронтальной зоны Марианской дуги. Бониниты Хан-Тайшира более неоднородны по геохимическим характеристикам, и среди них наблюдается как деплетированный легкими РЗЭ марианский тип, так и обогащенный цериевыми землями новогвинейский тип.

Не вдаваясь в обсуждение петрологических проблем, связанных с бонинитовым генезисом и происхождением островодужных андезитов, мы все же считаем необходимым подчеркнуть следующее. Вся сумма минералогических, геохимических и изотопных данных убедительно свидетельствует о мантийном происхождении бонинитов. Выявленные латеральные вариации этих характеристик включая изотопный состав Sr и Nd определенно указывают на гетерогенность мантии в области различных магматических источников бонинитового вулканизма в океане. Тем не менее общим для плавящегося субстрата является совмещение контрастных признаков мантийного тугоплавкого ультрамафитового рестита с материалом, обогащенным легкими РЗЭ и некоторыми крупноионными литофильными элементами. Предложены различные механизмы выплавления бонинитовых магм, предполагающие или сложное взаимодействие геохимически и изотопно различных мантийных резервуаров без участия компонентов океанической коры, погружающейся под островные дуги [Карпенко и др., 1984], или рассматривающие в качестве потенциального источника материала, обогащенного легкими РЗЭ, субдуцирующие осадки и базальты (эклогиты) океанической коры [Hickey, Frey, 1982; Cameron et al., 1983; и др.].

По-видимому, наиболее благоприятны для подобных процессов "смешения" на мантийном уровне области взаимодействия различных литосферных плит, что является существенным для реконструкции палеотектонической обстановки формирования бонинитсодержащих офиолитовых ассоциаций.

#### **РЕКОНСТРУКЦИИ СОСТАВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД, В ЗНАЧИТЕЛЬНОЙ СТЕПЕНИ УТРАТИВШИХ ПРИЗНАКИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ, ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Необходимость реконструкции первичной природы метаморфитов с целью выяснения особенностей геологической истории и структурно-метаморфической эволюции соответствующих регионов возникает не только при изучении древних, в первую очередь докембрийских, провинций континентов. Не менее остро эта проблема стоит и при океанических исследованиях в связи с тем, что в целом ряде структур океана обнаружены регионально метаморфизованные породы, принимающие участие в строении океанского дна и представленные разнообразными зелеными сланцами и амфиболитами. Воссоздание первоначального комплекса пород, преобразованного в метаморфиты, нередко в значительной степени утратившие признаки первичной природы, имеет большое значение для выяснения состава и строения как континентальной, так и океанической коры, установления закономерностей проявления метаморфизма в океане, а также для сравнения с метаморфическими образованиями офиолитов — своих возможных палеотипных аналогов.

Примером такой реконструкции, выполненной на основе комплексного изучения пород, являются результаты проведенного нами изучения метаморфитов подводного хребта Ширшова в Беринговом море [Богданов и др., 1985]. Этот хребет расположен в зоне сочленения принципиально различных в геологическом отношении впадин Берингова моря — мезозойской (кайнозойской?) спрединговой структуры глубоководной Командорской впадины и Алеутского бассейна. В 29-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в 1982 г. с выступов акустического фундамента хребта Ширшова наряду с разнообразными осадочными и изверженными породами были драгированы в большом объеме амфиболиты. Метаморфиты вскрыты на относительно более глубоких уровнях (1200—1900 м), чем слабо метаморфизованные габбро и габбро-диабазы (600—1400 м), и приурочены к тектоническим уступам западного борта северного сегмента хребта, круто обрывающегося по зоне разломов в сторону Командорской впадины и имеющего пологий восточный алеутский склон.

Амфиболиты хребта Ширшова образуют группу разнообразных по структурно-тек-

Таблица 11

## Состав минералов (мас.%) из амфиболитов подводного хребта Ширшова

Компоненты	Обр. 3				Обр. 106	Обр. 100		
	МП 1		Амф 1	Мт 1	МП 2	Амф 2		Ильм 1
	центр	край				центр	край	
SiO <sub>2</sub>	51,14	51,10	42,99	0,03	51,34	48,99	47,40	0,20
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,54	1,62	3,72	0,53	1,18	1,22	45,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,19	3,19	13,47	2,48	2,66	7,47	8,10	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,09	0,09	1,34	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO*	6,73	5,80	8,90	84,4	7,10	14,38	15,07	60,06
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,41	0,50	0,56	0,40
MgO	15,06	15,29	15,60	0,03	15,26	13,67	12,75	0,01
CaO	22,05	22,46	11,81	0,07	22,40	9,71	10,44	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,34	2,96	0,0	0,43	1,19	1,28	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,26	0,34	0,0
С у м м а	99,19	98,85	99,44	92,07	100,1	99,34	99,18	106,4
Si	1,907	1,906	6,236	0,001	1,906	7,154	7,002	0,005
Ti	0,015	0,015	0,176	0,102	0,015	0,129	0,136	0,860
Al <sup>IV</sup>	0,093	0,094	1,764	0,107	0,094	0,846	0,998	—
Al <sup>VI</sup>	0,047	0,046	0,539		0,023	0,440	0,413	—
Cr	0,003	0,003	0,010	0,038	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0,210	0,181	1,080	2,572	0,220	1,756	1,862	1,258
Mn	—	—	—	—	0,013	0,062	0,070	0,008
Mg	0,837	0,850	3,373	0,002	0,845	2,976	2,808	0,001
Ca	0,881	0,898	1,836	0,03	0,891	1,519	1,653	0,003
Na	0,028	0,028	0,833	0,00	0,031	0,336	0,367	—
K	0,0	0,0	0,0	0,0	—	0,048	0,065	—
С у м м а	4,021	4,021	15,84	2,824	4,037	15,26	15,37	2,135
F (МП, Амф), Ан (Пл)	20,06	17,56	24,25		20,66	37,10	39,87	

стурным особенностям, интенсивно рассланцованных и местами катаклазированных пород, сложенных главным образом основным плагиоклазом и роговой обманкой. Широко развиты гнейсовидные структуры. Хорошо проявлена сегрегация минералов, обуславливающая четкую микро- и макрополосчатость. Существует непрерывный ряд пород от меланократовых почти мономинеральных амфиболовых сланцев до существенно полевошпатовых разновидностей с незначительной примесью амфибола. Преобладают мезократовые амфиболиты, а горнблендиты и плагиоклазиты им подчинены.

Наряду с разновидностями, полностью утратившими структурные и минеральные реликты первичных пород, подвергшихся метаморфизму, встречаются метаморфиты, сохранившие в той или иной мере первичную магматическую структуру и реликтовые минеральные парагенезисы. Таковы "очковые" гнейсовидные амфиболиты с реликтовой порфирукластической структурой, в которых сохранились минералы исходного габбрового парагенезиса. Несмотря на то что порфирукласты вытянуты, гранулированы и перекристаллизованы в тонкозернистый матрикс необластов, можно наблюдать первичный таблитчатый и призматический габитус этих кристаллов. Плоскости расланцевания совпадают с полосчатостью амфиболитов, а в наиболее дислоцированных породах обнаруживаются элементы микроплойчатости. Процессы катаклаза, по видимому, происходили неоднократно как до метаморфической перекристаллизации, затрагивая минералы реликтового магматического парагенезиса, так и впоследствии, формируя тонкие милонитовые прожилки из метаморфических минералов, залечивающих трещины деформаций.

Амфиболиты состоят главным образом из роговой обманки и плагиоклаза; во мно-

Обр. 111

Амф 3		Амф 4	Пл 1	Пл 2, неоднородный		Ильм 2	Мт 2
центр	край			уч. 1	уч. 2		
46,57	46,57	46,46	68,02	58,03	45,47	0,06	0,14
0,60	0,60	1,14	—	—	0,002	45,83	0,38
9,34	9,34	8,80	18,70	23,29	25,26	0,03	0,64
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
14,89	14,89	15,23	0,16	2,91	1,96	51,03	90,84
0,42	0,42	0,44	—	—	—	0,61	0,14
13,04	13,04	12,77	0,02	0,02	0,02	0,07	0,03
10,84	10,94	10,69	0,64	12,55	9,40	0,13	0,12
1,45	1,46	1,51	11,35	7,36	7,58	—	—
0,32	0,32	0,34	0,0	0,0	0,0	—	—
99,56	99,56	99,37	98,89	104,16	89,72	97,74	92,28
6,861	6,861	6,874	3,007	2,575	2,351	0,001	0,005
0,066	0,066	0,127	—	—	0,001	0,919	0,011
1,139	1,139	1,126	0,975	1,218	1,539	0,001	0,029
0,483	0,483	0,408					
—	—	—	—	—	—	—	—
1,834	1,834	1,884	0,006	0,108	0,085	1,138	2,914
0,052	0,052	0,055	—	—	—	0,014	0,004
2,863	2,863	2,815	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002
1,726	1,726	1,694	0,030	0,597	0,521	0,004	0,005
0,415	0,415	0,434	0,973	0,634	0,760	—	—
0,061	0,061	0,065	—	—	—	—	—
15,500	15,500	15,480	4,992	5,133	5,259	2,079	2,963
39,0	39,0	40,1	3	49	41	—	—

гих разновидностях присутствуют в незначительном количестве клинопироксен и псевдоморфозы хлорита по оливину. В виде акцессорной примеси встречаются кварц, циркон, апатит, ксенобластовые выделения сфена, магнетита и пластинчатые кристаллы ильменита. Крайне редки эпидот и актинолит. В определенных разновидностях зафиксированы значительные скопления акцессорного сфена и апатита. Перечисленные минералы принадлежат трем парагенезисам, соответствующим различным стадиям становления и эволюции амфиболитов. Клинопироксен и отдельные порфирокласты сосюритизированного плагиоклаза являются реликтовыми минералами магматической минеральной ассоциации пироксеновых и оливинсодержащих габброидов, претерпевших метаморфизм. Роговая обманка и основной плагиоклаз образуют первичный метаморфический парагенезис, сформированный в процессе прогрессивного метаморфизма. Парагенезисы  $Kv + Ab + Xl$  и в более редких случаях  $Ab + Akt + Xl + Ep$  являются вторичными метаморфическими ассоциациями, связанными с неравномерно проявленной (отсутствие этих парагенезисов во многих амфиболитах) стадией ретроградного метаморфизма.

Клинопироксен как в меланократовых, так и в лейкократовых разновидностях (обр. 3 и 106 в табл. 11) представлен субкальциевым авгитом, который по многим параметрам близок клинопироксенам меловых расслоенных габброидов Олюторского хребта. На диаграмме  $Ca-Mg-Fe$  (рис. 16) в одно поле составов вместе с клинопироксенами амфиболитов хребта Ширшова попадают моноклинные пироксены из ультрамафитовых кумулятов Ничакваямского массива расслоенных габброидов и орбикулярных габбро Тигильского расслоенного массива [Кеpezинская, Федорчук, Усова, 1985]. Все они малоглиноземистые, бескальциевые с низкими содержаниями Ti

и жадеитовой составляющей (< 4%). От большинства клинопироксенов из габбро-диабазов хребта Ширшова они отличаются более низкими концентрациями Са и большей магнезиальностью, что хорошо коррелируется с валовыми составами сравниваемых пород, также различающихся железистостью. Вместе с тем они оказываются более железистыми и кальциевыми относительно клинопироксенов из офиолитовых габбро Япского и Марианского желобов (см. рис. 16). В амфиболитах других секторов Мирового океана, идентифицируемых в качестве метаморфизованных базитов, чаще всего развитых по толеитовым базальтам [Кашинцев, Жданов, 1981; и др.], реликтовые клинопироксены не установлены. Исключение представляют полосчатые амфиболитовые метагаббро Срединно-Атлантического хребта [Bonatti et al., 1975], реликтовые диопсиды которых являются несколько более магнезиевыми, менее титанистыми и глиноземистыми. Однако самое существенное отличие их от клинопироксенов из амфиболитов хребта Ширшова и офиолитовых габбро Япского и Марианского желобов заключается в повышенной щелочности и появлении  $K_2O$ .

Плаггиоклаз (см. табл. 11) рассматриваемых пород представлен тремя генетическими типами: 1) единичными реликтовыми, частично деанортизированными, сосюритизированными и гранулированными кристаллами; 2) неоднородным андезин-лабрадором, интенсивно замещенным в процессе ретроградного метаморфизма криптозернистым агрегатом глинистых минералов; 3) новообразованными свежими мелкими ксеноморфными выделениями альбита, который присутствует в лейкократовых прослоях полосчатых амфиболитов, но чаще образует жилы, секущие сланцеватость.

Амфибол представлен зелено-бурой, сильно плеохроирующей роговой обманкой, которая в виде мелких и крупных зерен наблюдается между гранулированными клинопироксенами в амфиболитах с реликтовыми признаками первичных габброидов, образует крупнозернистые почти мономинеральные агрегаты в меланократовых амфиболитах и является существенной составной частью их мезократовых разновидностей. В большинстве случаев она относится к группе кальциевых амфиболов (см. табл. 11) и классифицируется как субкальциевая магнезиальная роговая обманка с низкой титанистостью, небольшим содержанием  $Na_2O$  ( $\leq 1,5$  мас.%) и незначительными концентрациями К ( $\leq 0,34$  мас.%  $K_2O$ ). В относительно меланократовых амфиболитах это магнезиально-глиноземистый тарамит из группы натриево-кальциевых амфиболов (см. табл. 11, Амф 1). Близкие по составу амфиболы группы рихтерита—магнезиального катафорита, от которых Амф 1 все-таки отличается относительно меньшим содержанием  $SiO_2$  и значительно более высоким —  $Al_2O_3$ , известны в метаморфических парагенезисах некоторых пород, в частности в измененных пироксенитах Коло-радо [Костюк, 1970].

Среди амфиболов метаморфических пород океана роговые обманки амфиболитов подводного хребта Ширшова занимают определенное место, обнаруживая наибольшую близость по составу к роговым обманкам из амфиболитов глубоководного желоба Яп (рис. 17) и отчасти к роговым обманкам амфиболитов хребта Палмер [Канн, 1973], от которых они отличаются несколько более высокой железистостью. Единичные роговые обманки из полосчатого амфиболитового метагаббро Срединно-Атлантического хребта также оказываются более магнезиевыми и к тому же и более щелочными, чем соответствующие минералы амфиболитов хребта Ширшова [Bonatti et al., 1975]. В целом же в амфиболитах других океанических регионов резко преобладают (Атлантический океан) или исключительно развиты (зона разлома Элтанн в Тихом океане) актинолиты и актинолитовые роговые обманки, в то время как амфиболиты желоба Яп и хребта Ширшова обнаруживают подавляющее распространение роговых обманок. Наблюдаемое в последнем случае увеличение глиноземистости кальциевых амфиболов отражает более высокие *PT*-параметры метаморфизма базитов этих регионов, в то время как повышенная железистость субкальциевых роговых обманок хребта Ширшова является следствием более железистого исходного состава соответствующих амфиболитов (см. рис. 17).

Наряду с охарактеризованным первично метаморфическим парагенезисом субкальциево-магнезиальной роговой обманки и основного—среднего плаггиоклаза, который фиксирует максимальную стадию прогрессивного динамотермального метаморфизма амфиболитов хребта Ширшова, в них местами обнаружена ассоциация вторичных метаморфических минералов  $Kв + Аб + Хл + Эп + Акт$ . Минералы этого парагенезиса раз-

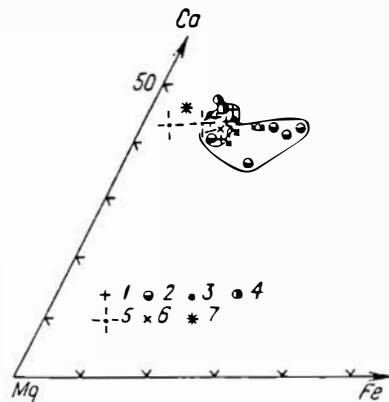


Рис. 16

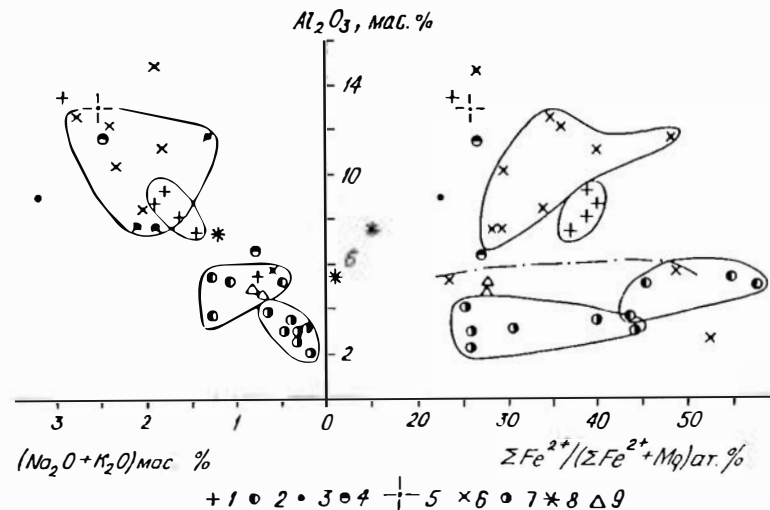


Рис. 17

**Рис. 16.** Состав клинопироксенов из мафитов Берингова моря и их аналогов в континентальном обрамлении и Филиппинском море [ Богданов и др., 1985 ]

Подводный хребт Ширшова: 1 – амфиболиты по расслоенной габброидной серии, 2 – габбро и габбро-диабазы; Олюторский хребт. 3 – ультрамафитовые кумулаты Ничакваямского массива расслоенных габброидов, 4 – орбикулярные габброиды Тигильского массива, 5 – габброиды Мачевнинского вулcano-плутонического комплекса; 6 – амфиболиты желоба и острова Яп; 7 – офиолитовые габбро Марианского желоба

**Рис. 17.** Состав амфиболов из мафитов Берингова моря и их аналогов в континентальном обрамлении и других регионах Тихого океана.

Условные обозначения 1–6 см. на рис. 16; 7–8 – габброиды: 7 – Янского и 8 – Марианского желобов [ Геология дна..., 1980 ]; 9 – амфиболитовые сланцы разломной зоны Элтанин [ Кашинцев, Жданов, 1981 ]

Таблица 12

Содержание породообразующих окислов (мас.%) и редких элементов (г/т)  
в метаморфических породах подводного хребта Ширшова

Компоненты	Амфиболиты						
	низко- и умеренно титанистые						
	Обр. 110	Обр. 104	Обр. 3	Обр. 95	Обр. 2	Обр. 1	Обр. 102
SiO <sub>2</sub>	42,60	47,36	47,41	49,52	50,02	52,26	53,64
TiO <sub>2</sub>	0,16	1,88	0,68	0,55	1,48	1,71	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,44	15,64	14,64	19,01	14,95	14,80	16,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,98	5,47	6,67	4,09	6,30	5,20	3,67
FeO	2,87	6,48	5,08	4,48	5,89	5,90	4,74
MnO	0,15	0,25	0,16	0,18	0,17	0,19	0,13
MgO	12,44	8,29	9,36	5,78	8,07	6,63	5,58
CaO	18,07	11,60	14,40	13,19	9,61	9,21	10,91
Na <sub>2</sub> O	2,16	2,36	1,42	2,70	2,93	3,47	3,30
K <sub>2</sub> O	0,11	0,45	0,14	0,46	0,36	0,34	0,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,22	0,04	0,04	0,22	0,29	0,14
MgO · 100 (FeO* + MgO)	69,15	42,08	45,77	41,46	41,09	38,52	40,94
V	70	320	240	220	220	170	250
Cr	200	100	250	25	150	190	130
Co	43	35	47	28	32	38	24
Ni	90	47	100	22	70	120	57

Примечание. Здесь и далее все анализы пород пересчитаны к 100% после вычитания п.п.п и H<sub>2</sub>O.

виты спорадически, частично замещая роговую обманку, но чаще образуя прожилки, секущие по отношению к линейным текстурам плагиоклаз-роговообманкового агрегата. Их появление связано с регрессивным этапом метаморфизма и, возможно, с наложенными низкотемпературными процессами гидротермальных изменений.

Известная неравномерность проявления свойственна, по-видимому, и прогрессивной стадии метаморфизма, благодаря чему многие разновидности амфиболитов сохраняют реликты магматической структуры и первичных минеральных парагенезисов, позволяющих идентифицировать их в качестве метаморфизованных габброидов. Более того, установленное в ряде случаев чередование полос мощностью до нескольких сантиметров плагиоклазитов и меланократовых амфиболитов, в которых сохраняются линзовидные прослои, сложенные практически мономинеральным реликтовым агрегатом гранулированного и катаклазированного клинопироксена, позволяет предположить, что полосчатость амфиболитов обусловлена не только метаморфической сегрегацией минералов. Частично, особенно в случае макрополосчатости, она наследует текстуру исходного субстрата, представляющего собой расслоенную кумулятивную серию габброидов.

Ортомагматическая природа амфиболитов хребта Ширшова выявляется не только при изучении их минералогии и структурно-текстурных особенностей, но и петрохимическим анализом, устанавливающим их сходство с породами габбровых и базальтовых ассоциаций. Они образуют ряд главным образом мафитовых составов (табл. 12), в котором вариации химизма происходят от составов, приближающихся к ультрамафитам (обр. 110), через мелано- и мезократовые габброидные составы до лейкократовых разновидностей, соответствующих по петрографо-минералогическим признакам существенно полевошпатовым породам типа плагиоклазитов (обр. 96, 103). За исключением единичных отклонений весь ряд представляет собой типичную толеитовую серию пород, фигуративные точки—составы которых на различных дискриминационных диаграммах ложатся в толеитовое поле (рис. 18–21). Общими особенностями этой серии является низкая щелочность (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 1,56 ÷ 3,81 мас.%), и прежде всего низкая калиевость (K<sub>2</sub>O = 0,11 ÷ 0,45 мас.%), а также довольно высокая желе-



Амфиболиты			Плагиоклазы		Амфиболиты желоба о-ва Яп (n = 3)* [Геология..., 1980]	Амфиболитовые сланцы разломов Хейзен (n = 6)** [Кашинцев, Жданов, 1981]
высокотитанистые			Обр. 96	Обр. 103		
Обр. 99	Обр. 4	Обр. 109				
47,72	48,62	52,86	41,97	46,70	45,71	49,10
2,81	2,06	2,04	0,99	0,30	1,66	1,82
13,47	13,24	20,14	26,07	27,20	12,36	14,21
8,93	5,85	5,86	6,62	2,21	4,89	5,03
6,79	7,04	3,08	3,58	1,72	7,54	7,35
0,26	0,19	0,10	0,13	0,03	0,21	0,26
5,55	8,75	3,41	3,81	1,75	14,76	8,61
11,60	10,79	5,51	13,35	14,45	9,91	11,07
2,12	2,88	5,52	3,03	5,20	2,45	1,29
0,41	0,33	0,86	0,30	0,42	0,27	0,04
0,34	0,25	0,62	0,15	0,02	0,24	0,21
27,22	51,54	28,97	28,54	32,05	55,3	42,02
500	280	170	—	100	—	210
37	320	34	—	24	—	220
34	30	16	—	8	—	36
34	100	26	—	12	—	100

зистость с диапазоном колебаний отношения  $MgO/(FeO^* + MgO)$  27–51%, которое только в кумулятах вырастает до 69%. По титанистости амфиболиты распадаются на две группы, в которых в пределах одного интервала значений  $SiO_2$  46–52 мас.% в одном случае содержание  $TiO_2$  изменяется от 0,55 до 1,71 мас.%, а в другом – от 2,04 до 2,81 мас.%, что в целом коррелируется с железистостью амфиболитов выделенных групп и, очевидно, контролируется поведением (накопление с последующим фракционированием) окислов Fe–Ti в процессе эволюции магматического расплава (см. табл. 12, рис. 20).

Не зная точно геологических взаимоотношений отдельных драгированных образцов, трудно решить, являются ли умеренно и высокотитанистые амфиболиты самостоятельными совокупностями пород, соответствующими, например, нижним расчлененным габброидам и верхним габбро офиолитового разреза, или они принадлежат одной серии пород, отражая свойственную толеитовым магмам на ранних стадиях кристаллизации расплава тенденцию накопления Ti и Fe. Соответствующие единые для обеих групп тренды дифференциации (см. рис. 20) говорят в пользу последнего предположения. Характерно, что среди относительно слабо измененных габбро и габбро-диабазов, драгированных в других частях хребта Ширшова, также выделяются высоко- и низкотитанистые разновидности, по многим параметрам состава близкие амфиболитам, но отличающиеся более высокой железистостью и калиевостью при практически одинаковой общей щелочности. В целом на всех диаграммах, учитывающих относительно менее мобильные при метаморфизме элементы (см. рис. 18–21), как, впрочем, и на менее подходящей в данном случае диаграмме *AFM*, составы амфиболитов хребта Ширшова соответствуют составам основных изверженных пород толеитового ряда, обнаруживают элементные соотношения, свойственные магматическим трендам, и сопоставимы с основными кумулятами и расчлененными габброидами офиолитовых ассоциаций (см. рис. 21).

Важно подчеркнуть, что амфиболиты обнаруживают заметную дифференцированность и систематические вариации состава в направлении, отвечающем линии развития расплавов толеитового типа, приводящего на поздних стадиях к появлению габбро

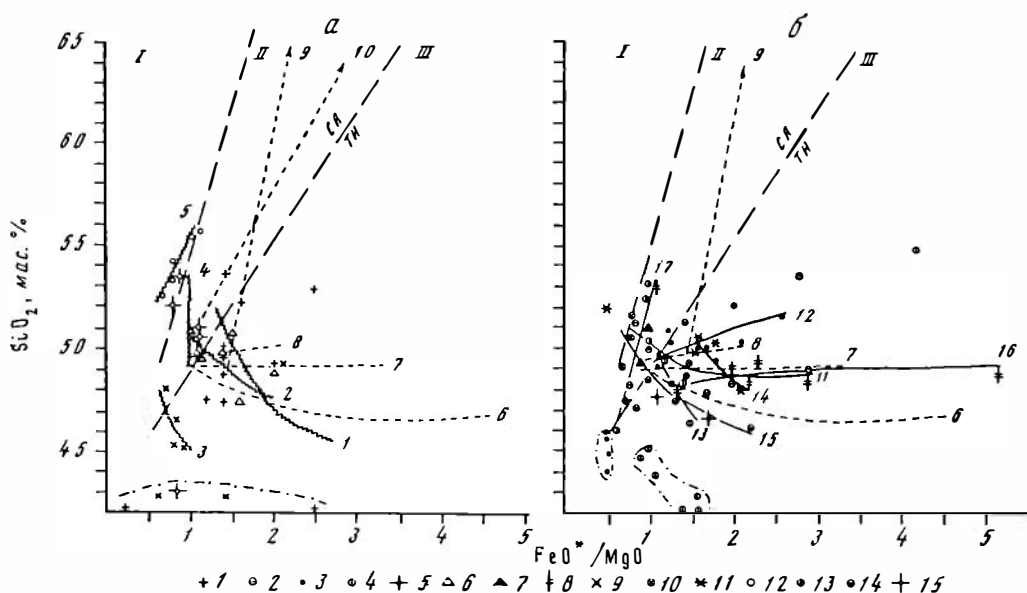


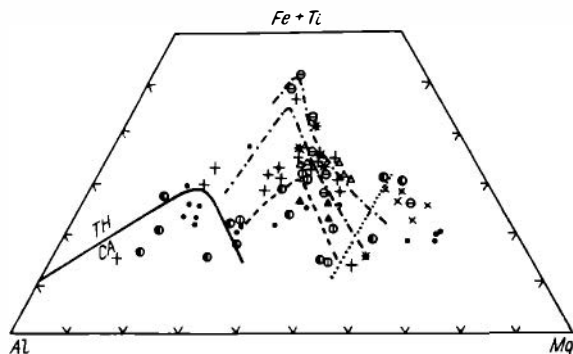
Рис. 18. Диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$  для амфиболитов (а) и габброидов, габбро-диабазов (б) Берингова моря, его континентального обрамления и других провинций Мирового океана. Цифры на графике — тренды дифференциации (волнистой линией — для амфиболитов и амфиболовых сланцев; сплошной — для габброидов, габбро-диабазов, долеритов; коротким пунктиром — для эфалонных толеитовых и известково-щелочных серий по [Miyashiro, 1975]: 1 — хр. Ширшова; 2 — разломной зоны Элтанин [Кашинцев, Жданов, 1981]; 3 — глубоководного желоба и острова Яп [Геология дна ..., 1980]; 4 — подводного хр. Палмер [Канн, 1973]; 5 — Срединно-Атлантического хребта [Bonatti et al., 1975]; 6 — расплава Скергаард; 7 — о-ва Макаудей (дуга Кермадек); 8 — абиссальных толеитов; 9 — вулкана Амаги; 10 — вулкана Асама [Miyashiro, 1975]; 11 — хр. Ширшова; 12–13 — Олюторского хребта (12 — Ничакваемского массива, 13 — Тигильского массива); 14 — Марианского желоба; 15 — Ялского желоба [Геология дна..., 1980]; 16 — Императорской разломной зоны [Рудник и др., 1982]; 17 — глубоководной впадины Романш [Плошко и др., 1970].

Хребт Ширшова: 1 — амфиболиты; 2 — габбро и габбро-диабазы; Олюторский хр.: расслоенные габброиды; 3 — Ничакваемского; 4 — Тигильского массива; 5 — габбро Мачевинского вулканоплутонического комплекса; 6 — амфиболитовые сланцы; 7 — габброиды разломной зоны Элтанин; 8 — долериты Императорской разломной зоны; 9 — амфиболиты и 10 — габбро желоба и острова Яп; 11 — офиолитовое габбро Марианского желоба; 12 — амфиболитовые метагаббро Срединно-Атлантического хребта; 13 — амфиболитизированные габбро впадины Романш; 14 — габбро и 15 — амфиболиты хр. Палмер. Замкнутый контур — поле составов кумулятивных пород

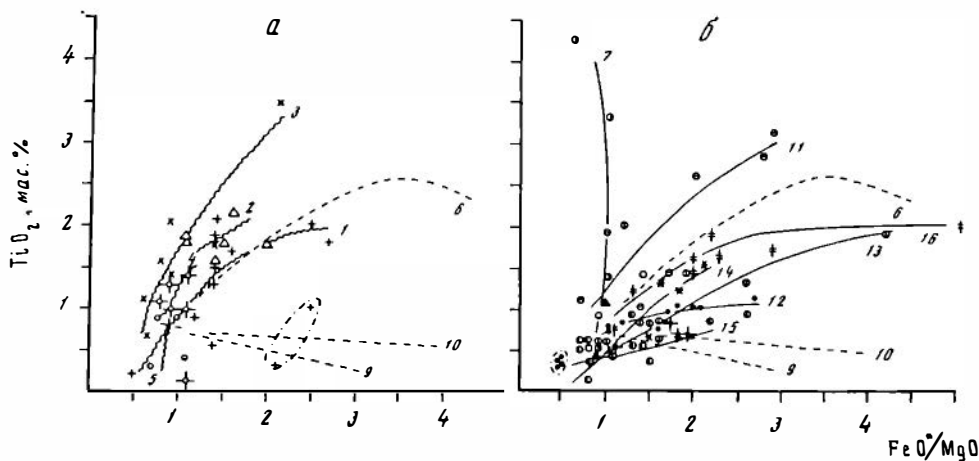
с высоким содержанием Fe и Ti. Интенсивное фракционирование кристаллов и жидкости, сопровождавшееся в отдельных случаях сортировкой кристаллов, могло быть причиной тонкой расслоенности габброидов, впоследствии превращенных в полосчатые амфиболиты. Подобные расслоенные и фракционированные габбро известны в коре некоторых океанических структур, в частности в разломной зоне Романш и в Срединно-Атлантическом хребте [Плошко и др., 1970; Bonatti et al., 1975].

Таким образом, комплекс геолого-петрографических, минералогических и петрохимических признаков позволяет достаточно обоснованно идентифицировать амфиболиты хребта Ширшова в качестве расслоенной магматической серии, крайними членами которой являются амфиболиты, развившиеся по ультрамафитовым и мафитовым кумулятам, и метаморфизованные плагиоклазиты.

Петрохимическое сравнение с возможными аналогами изверженных пород различных офиолитовых ассоциаций показывает, что амфиболиты хребта Ширшова по содержаниям  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  соответствуют основным кумулятам офиолитов (см. рис. 21). Вместе с тем от полосчатых комплексов офиолитов Папуа–Новой Гвинеи, Маккуори, Омана и Трудоса [Добрецов, 1980], с которыми они сопоставляются по ряду петрографо-минералогических признаков (кумулятивные расслоенные серии), их отличает более высокая железистость. Благодаря этому на диаграмме *AFM* они попадают в поле габбро и габбро-диабазов Трудоса и в этом отношении близки верхним офиолитовым



**Рис. 19.** Катионная диаграмма 3-го Энгсена [Jensen, 1976] для мафитов 3-го слоя океанической коры различных секторов Тихого океана и офиолитов складчатого континентального обрамления. Условные обозначения см. на рис. 18. Штрихпунктир — линии эволюции составов амфиболитов и габбро, габбро-диабазов хр. Ширшова; короткий пунктир — то же для габброидов Япского желоба. Точечная линия разделяет области мафитовых и ультрамафитовых составов в толеитовом поле (ТН). Редкие точки составов известково-щелочного поля (СА) отвечают лейкократовым кумулятам (плагноклазиты) соответствующих расслоенных габброидных серий



**Рис. 20.** Диаграмма  $TiO_2$ — $FeO^*/MgO$  для амфиболитов (а) и габброидов, габбро-диабазов (б) Берингова моря, его континентального обрамления, а также других провинций Мирового океана. Условные обозначения см. на рис. 18

габбро, базальтовым частям разреза палеоокеанической литосферы и абиссальным толеитам 2-го слоя океанической коры. Возможно, что повышенная железистость расслоенной мафитовой серии амфиболитов хребта Ширшова как аналогов пород переходной зоны между 3-м и 2-м слоем океанической коры отражает провинциальную специфику химизма пород северного сектора Тихого океана или же вообще свойственна меланократовому основанию окраинно-морского типа.

Амфиболиты как тип океанских мафитов, претерпевших динамотермальный метаморфизм, известны и в других регионах Мирового океана. По особенностям химизма амфиболиты хребта Ширшова наиболее близки амфиболитам зоны разлома Элтанин в Тихом океане [Кашинцев, Жданов, 1981], от которых все же отличаются повышенной щелочностью, более высокой степенью метаморфизма и другими особенностями (см. рис. 18, 20, 21). Будучи весьма сходными по основным параметрам состава с амфиболитами желоба и острова Яп [Геология..., 1980], в частности по отношению  $Ti$  и  $FeO^*/MgO$ , они характеризуются более высокой железистостью (см. рис. 19). Однако в целом амфиболиты этих трех различных структур Тихого океана, обнаруживая определенные вариации степени дифференцированности, железистости, осо-

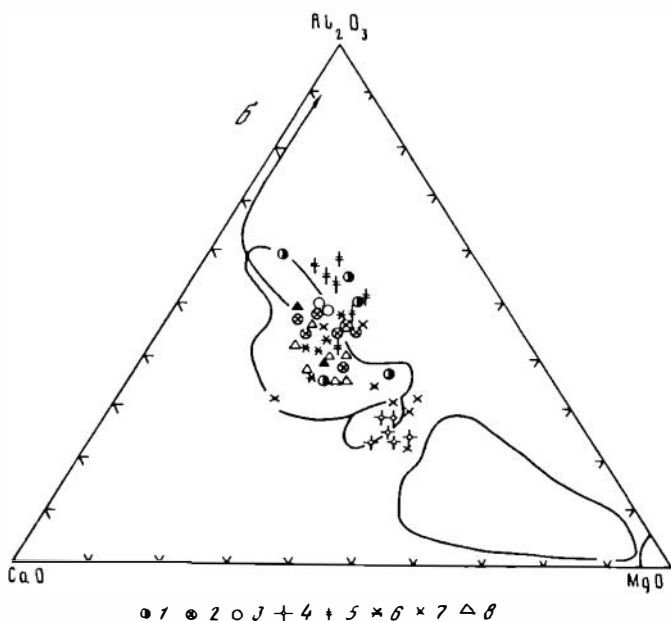
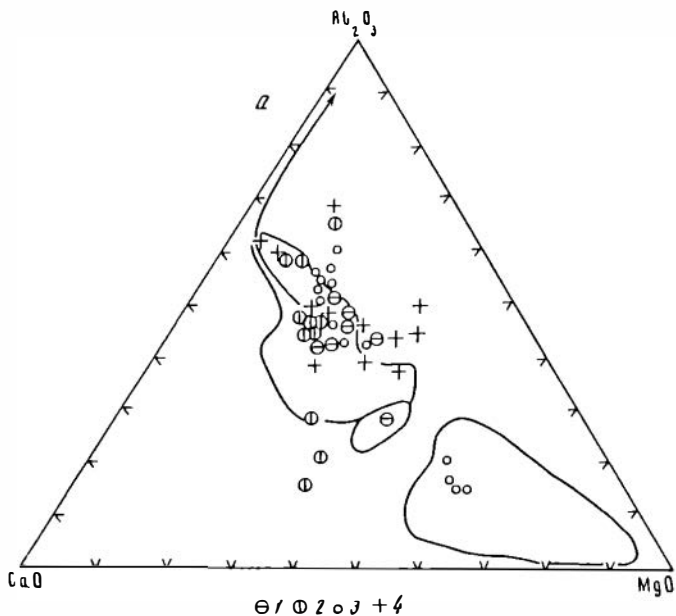


Рис. 21. Диаграмма  $Al_2O_3$ — $CaO$ — $MgO$  для мафитов хребтов Ширшова и Олюкторского (а) и их аналогов в других частях океана (б)

Контур ограничивают поля составов коматиитов и пород расслоенных серий различных офиолитовых ассоциаций; линией обозначено направление эволюции расплава Скергаард. Остальные условные обозначения см. на рис. 18

бенностей метаморфизма и других параметров состава, представляют собой толеитовые серии с типичным для толеитовых основных магм направлением эволюции, близким направлению эволюции толеитового расплава Скергаард (см. рис. 18–21). В этом отношении они существенно отличаются от амфиболитов Атлантического океана (подводный хребет Палмер, Срединно-Атлантический хребет), которые обнаруживают четко проявленный извещково-щелочной тренд дифференциации, формирующей более насыщенные кремнеземом серии андезито-базальтового состава.

Изучение пород, драгированных в западной части подводного хребта Ширшова, показывает, что в геологическом строении этой структуры наряду с кремнистыми образованиями [Богданов и др., 1985] принимает участие габбро-амфиболитовый комплекс, сопоставляемый с породами 3-го слоя океанической коры. Особенности реликтовой минералогии, структур, текстур, химизма и отчасти редкоэлементного состава показывают принадлежность метаморфических пород первично-габбровой ассоциации, близкой по исходному составу слабо метаморфизованным габбро и габбро-диабазам хребта Ширшова, но отличающейся от них историей и условиями формирования, а также спецификой метаморфических преобразований. По комплексу геолого-петрологических признаков устанавливается природа амфиболитов как образований расслоенного габбрового слоя, в формировании которых, как и в меловых расслоенных габброидах Олюторского хребта [Федорчук, Кепежинская, 1985], большую роль играли процессы фракционирования кристаллов и жидкости исходной толеит-базальтовой магмы, сопровождавшиеся сортировкой кристаллов и гравитационным расслоением. Эта полосчатая кумулятивная серия пироксенов, габбро и плагиоклазитов подверглась локальному динамотермальному метаморфизму, выразившемуся в интенсивном рассланцевании и перекристаллизации пород расслоенной серии с образованием парагенезиса роговой обманки и основного плагиоклаза, в принципе устойчивого в весьма широком ряду температур. Однако установленная ортомагматическая природа амфиболитов существенно ограничивает влияние валового состава пород на оценку температуры метаморфических преобразований, а состав сосуществующих роговой обманки и плагиоклаза позволяет более определенно охарактеризовать условия метаморфизма. В данном случае незональная глиноземистая (8–9 мас.%  $Al_2O_3$ ) магнезиальная роговая обманка, за редким исключением бедная Na и Ti, сосуществует с основным—средним плагиоклазом (андезин-лабрадор). Такой парагенезис типичен для амфиболитовой фации и устойчив в интервале температур ~ 550–650 °C [Фации..., 1972; Плюсина, 1983]. Распределение Ca и Na в паре сосуществующих магнезиальной роговой обманки и среднего—основного плагиоклаза обуславливает попадание соответствующих точек—составов на изотерму 600 °C диаграммы Л.Л. Перчука [Перчук, 1970], что также согласуется с указанным диапазоном температур. Оценки давления более проблематичны из-за отсутствия достаточно надежных геобарометров, тем не менее использование в этих целях величины содержания Na в позиции  $M_{IV}$  ( $Na_{IV} = 2,0 - Ca = 0,16 - 0,48$ ) амфиболов указанного парагенезиса [Brawn, 1977] показывает, что давление прогрессивной стадии метаморфизма, по-видимому, не опускалось ниже 3–4 кбар.

Таким образом, амфиболиты хребта Ширшова в отличие от габбро и габбро-диабазов этой структуры несут следы длительной истории формирования, включающей начиная с момента дифференциации и магматического расслоения очагов толеит-базальтовой магмы этап образования кумулятивной магматической серии, этап интенсивного динамотермального высокотемпературного метаморфизма этих пород в условиях амфиболитовой фации низких и умеренных давлений, неоднократный катаклиз и завершающие стадии регрессивного зеленосланцевого метаморфизма и гидротермальной переработки. Это наряду с ранее указанными минералогическими и петрохимическими различиями двух групп сильно и слабо метаморфизованных габброидов хребта Ширшова дает основание сопоставить их с различными и разновременными частями разреза океанической коры. Амфиболиты отвечают относительно более древним нижним горизонтам 3-го слоя и сопоставляются с полосчатыми комплексами офиолитов. Габбро и габбро-диабазы включая феррогаббро соответствуют более верхним частям разреза 3-го слоя или зоне его перехода ко 2-му базальтовому слою и сопоставляются с верхними габбро офиолитовых ассоциаций.

Эволюция габброидов связана с интенсивной тектонической переработкой и метаморфизмом расслоенной серии нижних частей корового разреза в условиях амфибо-

литовой фации низких и умеренных давлений, совпавших с этапами тектонического скупивания по периферии Командорской глубоководной впадины по мере расширения и превращения ее в малый океанический бассейн. Такие процессы предполагаются в истории развития Палеокомандорского трога, и в частности имели место в олигоцене [Bogdanov, Chekhovich, 1982]. При этом динамотермальный метаморфизм наиболее интенсивно проявлен в основании тектонических пластин, затухает вверх по разрезу сложного покровно-чешуйчатого тектономагматического сооружения хребта Ширшова и уступает место неоднородно и слабо проявленным, главным образом термальным, метаморфическим преобразованиям верхних габбро и габбро-диабазов в условиях фации зеленых сланцев.

Общей особенностью габброидной части разреза коры окраинно-морского типа Тихого океана является интенсивная и широко проявленная дифференцированность образующих ее магматических серий толеитового петрохимического типа вплоть до появления феррогаббро.

### **ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВОВ ВУЛКАНИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ГЛАВНЫХ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ И МИРОВЫХ ЭТАЛОНОВ**

Сводка материала по офиолитовым вулканогенным породам мира показывает, что главные офиолитовые ассоциации мира, как и рассмотренные выше офиолиты Монголии, обнаруживают в своем составе разнообразные вулканические серии, включающие представителей толеитового, известково-щелочного, щелочного и бонинитового магматических типов. Закономерные сочетания последних, комплексные геохимические характеристики конкретных индивидуальных вулканических серий и ассоциирующие осадочные породы позволяют выявить родственные связи офиолитов и их различия, что с учетом знания взаимоотношений между сериями вулканических пород и тектонической обстановкой их формирования в современном океане дает ключ к пониманию процессов офиолитообразования.

Обзор главных петрологических особенностей докембрийских и фанерозойских офиолитов приводит к выводу, что независимо от возраста офиолиты можно подразделить на два главных типа (табл. 13): А — с наиболее типичными представителями в Монголии, Норвегии, Чили, Италии; Б — охарактеризованного офиолитами Монголии, Ньюфаундленда, Кипра, Омана и др.

Тип А отличается подавляющим развитием толеитовых вулканических серий, в более редких случаях — специфических умеренных известково-щелочных, породы которых образуют сравнительно маломощные покровы подушечных, иногда массивных лав, а также горизонты пластинчатых и рои сближенных даек. К типу А относятся: нижнепалеозойские офиолитовые ассоциации Норвегии, особенно района Склвар, Луклинга, Ставфьюордем и Солунда [Gustavson, 1978; Furnes et al., 1982]; мезозойские параллельные дайки и пиллоу-лавы комплекса Сарменто в Южном Чили [Stern, Elton, 1979]; мезозойские североапеннинские офиолиты внутренних Лигурид [Ottonello et al., 1984]; рассмотренные выше рифейско-вендские офиолиты Северной и Центральной Монголии. Последние включают офиолиты Баян-Хонгорской зоны и Восточного Прихубсугуля в бассейне р. Алаг-Цари-Гол, а также отдельные фрагменты в сложном тектонически расслоенном разрезе рифейской палеоокеанической коры среднего течения р. Эгийн-Гол.

Это высоко- и умеренно титанистые, низкокалиевые, железистые толеитовые серии, относительно слабо дифференцированные по  $\text{SiO}_2$  и потому представляющие весьма узкий ряд составов, отвечающих базальтам и андезито-базальтам (рис. 22, 23). Они составляют основной объем вулканитов данного типа, которым резко подчинены далеко не во всех ассоциациях андезиты ( $\text{SiO}_2$  58 мас.%) (Луклинг, Алаг-Цари-Гол, Ульдзит-Гол в Баян-Хонгорской зоне). Вместе с тем основные изверженные породы офиолитов типа А обнаруживают существенную дифференциацию в отношении таких индикаторов магматической эволюции, как железистость ( $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1 \div 4$ ), и вариации содержания  $\text{TiO}$  (1—2,5 мас.%). По петрографическому составу, петрогенным элементам и трендам дифференциации офиолитовые лавы рассматриваемого типа ближе всего стоят к толеитовым сериям окраинных бассейнов наподобие междуговой впадины Лау или задуговой впадины Брэнсфилд Стрэт. Практически недифференциро-

ванные толеитовые базальты районов Скелвар, Солунд в Норвегии и базальты комплекса Сарменто в Чили в какой-то мере напоминают толеиты некоторых абиссальных равнин океана (плита Наска) и Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Тип А включает также ассоциации, лавы которых обнаруживают слабо проявленный тренд умеренных известково-щелочных пород, как это имеет место в лигурийских офиолитах (рис. 24). Однако в данном случае речь идет о своеобразных малодифференцированных умеренно титанистых и слабозелезистых ( $FeO^*/MgO = 0,5-1,5$ ) базальтах ( $SiO_2$  52 мас.%) , которые на соответствующих дискриминационных диаграммах ложатся в поле умеренных известково-щелочных базальтов северного сегмента Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 5, б, 24) .

Микрокомпонентный состав вулканитов в офиолитах типа А отличается широкими вариациями. Тем не менее общей чертой этих пород как в Монгольских офиолитах, так и в разных офиолитовых фрагментах норвежских каледонид за исключением Кармоу, а также во внутренних Лигуридах и Чили является обогащение несовместимыми элементами (Ta, Nb, P, Zr, Hf, Ti, Y) относительно среднего уровня их концентраций во всех базальтах срединно-океанических хребтов (по данным авторов и Х. Фюрнеса [Furnes et al., 1982]). Эти геохимические черты определенно указывают на влияние островодужного магматизма. Анализ вариаций отношения Ti/Cr и содержания Ni (см. рис. 22) также показывает, что по распределению этих элементов они родственны монгольским офиолитам (см. рис. 9) и вместе с последними попадают в поле составов, пограничных между областью базальтов срединно-океанических хребтов — развитых окраинных бассейнов и областью островодужных толеитов.

Абсолютные значения концентраций РЗЭ в офиолитовых лавах типа А вполне сопоставимы между собой и с содержанием РЗЭ в абиссальных толеитах, толеитах ремнантных дуг и интрадуговых впадин. Однако, помимо собственных им типов распределения РЗЭ, описанных нами для толеитовых серий разных геотектонических обстановок (см. рис. 10) , metabазальты офиолитовых фрагментов Скелвар и Солунд в Норвегии обнаруживают еще один своеобразный вид распределения, деплетированный как легкими, так и тяжелыми и обогащенный промежуточными РЗЭ (Nd, Sm, Eu, Tb, Ho) [Furnes et al., 1982].

Все наблюдаемые вариации микрокомпонентов и редких земель в офиолитовых лавах типа А связаны с различиями в проявлении малоглубинного процесса фракционирования, разной степенью плавления и составов магматического источника в каждом конкретном регионе. Но опять же если не общей, то, во всяком случае, часто фиксируемой особенностью является деплетированность легкими РЗЭ. Это, скорее всего, связано с тем, что большинство исходных расплавов для офиолитовых лав рассматриваемого типа генерировалось в мантийном субстрате, уже обедненном легкоплавкими компонентами (например, в процессе предыдущих базальтовых выплавок) и представляющем собой, по сути дела, рстит.

Таким образом, только изучение химизма metabазитов офиолитовых комплексов показывает, что они образовались в геотектонической обстановке скорее окраинного бассейна, чем абиссальных равнин или срединно-океанических хребтов.

Однако, как неоднократно подчеркивалось выше, химизм metabазитов представляет хотя и важный, но лишь один из возможных дискриминаторов реконструируемых тектонических режимов. Не менее важен и характер ассоциирующих с офиолитами вулканогенно-осадочных пород, лучше всего изученных в каледонидах Норвегии [Furnes et al., 1982; Gustavson, 1978]. Осадочные породы, перекрывающие metabазиты офиолитовых комплексов типа А, включают различные образования: яшмы, черные сланцы, известняки, вулканокласты и грубообломочные породы. Так, непосредственно на metabазитах северной части каледонид Норвегии залегают темные мелкозернистые доломитовые известняки. Предполагается, что они совместно с битуминозными слюдястыми сланцами верхов разреза возникли в бассейнах с ограниченной циркуляцией. Между этими формациями лежат кальциевые метаграувакки с переходами в конгломераты, что говорит об относительно мелководных условиях. Полагают также, что мраморы возникли за счет кальциевых аренитов. Все это указывает на осадкообразование в относительно мелководном бассейне, а это трудно совместить с условиями осадкообразования абиссальных равнин или срединно-океанических хребтов. С другой стороны, поскольку количество вулканитов в метасадках минимально, отложение, очевидно, не могло происходить внутри островных дуг.

Таблица 13

## Сопоставление ряда характеристик некоторых эталонных офиолитовых комплексов

Тип	Офиолитовый комплекс (возраст)	Петрохимические серии и характер дифференциации		Наличие высокомагнезиальных низкотитанистых пород	Геохимические характеристики даек и лав (включая редкие земли)	Вулканогенно-осадочные породы	Реконструируемая палеотектоническая обстановка
1	2	3	4	5	6	7	8
	<i>Норвегия</i> (O <sub>1</sub> –O <sub>3</sub> ) Южная часть (Кармоу)	Толейтовая, отдельные представители известково-щелочной	Широкие вариации составов толейтовых базальтов; трондьемиты в дайковом комплексе	Не обн.	Влияние островодужного магматизма	Переслаиваются с яшмами и кремнями-латитами. Перекрываются ими же, а также брекчиями, метагравакками, черными сланцами и вулканокластами	Островная дуга – окраинный бассейн [Furnes et al., 1982]. Вблизи центра спрединга моря Япетус [Sturt et al., 1979]. Зона океанических разломов [Furnes et al., 1980]
A	Северная часть (Скелвар и др.)	Толейтовая	Недифференцированные низкокалиевые высокожелезистые толейтовые базальты, схожие с абиссальными толейтами	Не обн.	Тренд толейтов срединно-океанических хребтов и окраинных бассейнов		Окраинный бассейн на некотором удалении от островной дуги [Gustavson, 1978]. Срединно-океанический хребет [Furnes et al., 1982].
	<i>Юг Чили</i> (MZ) Сарменто	Толейтовая, умеренно известково-щелочная	Дифференцированные серии толейтовых базальтов и андезитов; появляются исландиты и кислые дайки	Не обн.	Тренд толейтовых базальтов срединно-океанических хребтов и окраинных бассейнов	Перекрываются перетолженными пиллоубрекчиями и вулканокластами андезитового состава	Окраинный бассейн [Stern, Elton, 1979; Crawford et al., 1981]
	<i>Монголия</i> (до V–Є <sub>1</sub> ) Восточное Прихубсугулье, р. Алаг-Цари-Гол	Толейтовая	Слабо дифференцированная серия толейтовых базальтов, андезитов	Не обн.	Тренд толейтовых базальтов срединно-океанических хребтов и окраинных бассейнов	Перекрываются флишем, гравакками, переходящими в грубообломочные песчаники, конгломераты	Окраинный бассейн (по данным авторов настоящей монографии)



	<i>Троодос</i> (MZ)Кипр	Известково-щелочная, толеитовая, бонинитовая	Вариации от толеитов океанического лоба и окраинных бассейнов до островодужных известково-щелочных	Покровы подушечных бонинитов в комплексе верхних лав	Тренд островных дуг или небольших задуговых бассейнов	Хемогенные отложения окислов Fe и Mn, радиоларии, глинистые сланцы, несогласно перекрывающие кровлю лав кмпанского возраста	Островная (передовая) дуга [Miyashiro, 1974; Crawford et al., 1981]. Островная дуга—окраинный бассейн с образованием внутри последнего [Upadhyay, Neale, 1979; Shervais, 1982]
Б	<i>Ньюфаундленд</i> (O <sub>1</sub> )	Известково-щелочная, бонинитовая	Дифференцированная серия известково-щелочных базальтов; дифференцированная серия толеитов с трендом абиссальных толеитов	Покровы подушечных бонинитов и бонинитовые параллельные дайки, магнезиальные базальты, андезиты	Островодужные известково-щелочные тренды	Перекрыты пироксеносодержащими андезитами агломератами вулканогенно-осадочной формации	Островная дуга (передовая) — окраинный бассейн с образованием внутри последнего [Dewey, Bird, 1971; Upadhyay, 1978; Upadhyay, Neale, 1979; Crawford et al., 1984]
	Мингс Байт	Известково-щелочная, толеитовая		Присутствуют бониниты, магнезиальные базальты			Задуговой или внутридуговой окраинный бассейн типа впадин, пересекающих островную дугу Новых Гебрид [Kidd, Dewey, 1978]
	<i>Монголия</i> (R <sub>3</sub> —E <sub>1</sub> ) Хан-Тайшир	Известково-щелочная, бонинитовая	Дифференцированная известково-щелочная серия андезитов-базальтов, андезитов	Параллельные дайки бонинитов, реже покровы подушечных бонинитов	Тренды внутриокеанических островных дуг	Пестрые кремнистые сланцы, яшмы, граувакки турбидитного типа, глинистые сланцы, известняки	Фронтальная зона внутриокеанически х островных дуг, передовая дуга — окраинный бассейн (по данным авторов)
	Восточное Прихубсугулье р. Эгийн-Гол	Известково-щелочная, толеитовая, бонинитовая, щелочная	Сильно дифференцированная известково-щелочная серия, различно дифференцированные толеитовые серии с трендом окраинно-морских и островодужных толеитов	Покровы подушечных бонинитов, дайки бонинитов	Островодужный тренд	Содержат линзы известняков и кремней, перекрыты флишем, граувакками, переходящими в грубообломочные песчаники, конгломераты	

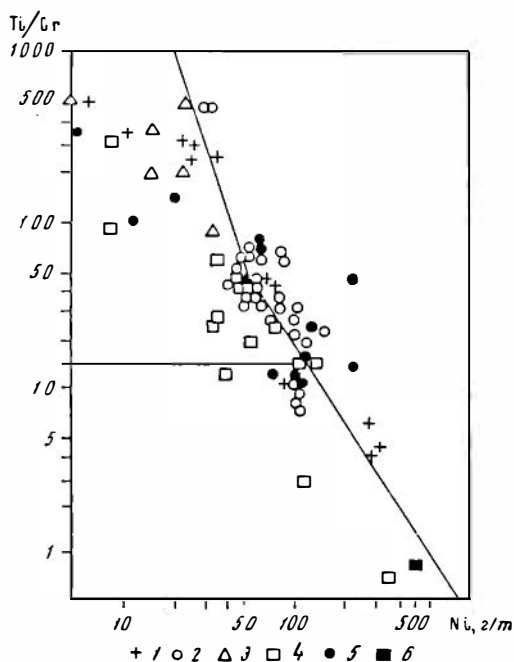


Рис. 22. Соотношение  $Ti$ ,  $Cr$ ,  $Ni$  в нижнепалеозойских и метавулканитах различных офиолитовых зон Норвегии и в верхнедокембрийских метавулканитах офиолитов Марокко  
 1—4 — Норвегия: 1 — Кармоу, 2 — пиллоулавы и параллельные дайки Скелвар, 3 — параллельные дайки Луклинга, 4 — параллельные дайки Гольфеллета; 5 — Бу Аззер, Марокко; 6 — “коматиитовые” базальты Ньюфаундленда

Характеристики вулканогенно-осадочных пород других офиолитовых комплексов типа А обнаруживают ряд черт, аналогичных вышеприведенным. Следовательно, химизм metabazитов, даек и шаровых лав офиолитовых комплексов типа А, а также характер ассоциирующих осадков лучше всего согласуются с условиями тектонической обстановки островная дуга—окаинный бассейн и хорошо объясняются образованием самих metabazитов и осадков внутри окаинного бассейна на некотором расстоянии позади островной дуги.

Химизм metabazитов и ассоциирующих вулканогенно-осадочных пород офиолитовых комплексов типа Б дополняет, усложняет и расширяет геотектоническую обстановку офиолитов типа А.

Тип Б офиолитов в отличие от предыдущего является более сложным и неоднородным по составу. Ему свойственно наличие пород трех магматических серий: известково-щелочной, бонинитовой и толеитовой. Если в типе А преобладают толеитовые серии и локально появляются слабо дифференцированные лавы примитивной известково-щелочной серии, то в типе Б наиболее широко представлены породы различных примитивных известково-щелочных и бонинитовой серий, в то время как островодужные толеиты нередко им подчинены. И без того богатый петрохимический спектр вулканических серий дополняется присутствием в некоторых офиолитовых ассоциациях щелочных базальтов.

К типу Б относятся: различные фрагменты нижнепалеозойских (возможно, включая поздний докембрий) офиолитов Ньюфаундленда в Аппалачской структурной провинции (Беттс Кав, Мингс Байт, Бэй и Лонг) [Williams, Malpas, 1972; Norman, Strong, 1975; Kean, Strong, 1975; Upadhyay, 1978; Coish, Church, 1979; и др.]; позднедокембрийские офиолиты Бу Аззер в Марокко [Bodinier et al., 1984]; мезозойский офиолитовый комплекс Омана [Ghent, Stout, 1981; Alabaster et al., 1982; Michard et al., 1984; и др.]; мезозойские офиолиты Троодоса на Кипре [Searle, Vokes, 1969; Smewing, Potts, 1976; Kay, Senechal, 1976; Simonian, Gass, 1978; и др.]. К этому типу принадлежат также некоторые мезозойские офиолитовые комплексы Альпийско-Аппенинского пояса в Средиземноморье, в частности офиолитовые metabazальты Корсики [Beccaluva et al., 1977; Venturilli et al., 1981]. В Монголии наиболее представительные ассоциации типа Б включают офиолиты Хан-Тайшира в Озерной зоне на юго-западе страны, офиолиты бассейна р. Эгийн-Гол в Юго-Восточном Прихубсугулье и, по предварительным данным, офиолиты р. Керулен на востоке.

Известково-щелочные серии перечисленных офиолитовых ассоциаций часто дифференцированы до дацитов, однако крайне кислые и основные базальтовые породы составляют меньшинство, а преобладают андезито-базальты и андезиты (см. рис. 11, 24), участвующие в строении покровов подушечных лав и горизонтов параллельных даек (Троодос, Оман, Хан-Тайшир). Как следует из дискриминационных диаграмм А. Миаширо, это в основном умеренные известково-щелочные серии и только в отдельных офиолитовых комплексах (Троодос, Корсика) тренды эволюции метавулканитов

Итак, химизм metabazитов и ассоциирующих вулканогенно-осадочных пород офиолитовых комплексов типа Б дополняет, усложняет и расширяет геотектоническую обстановку офиолитов типа А.

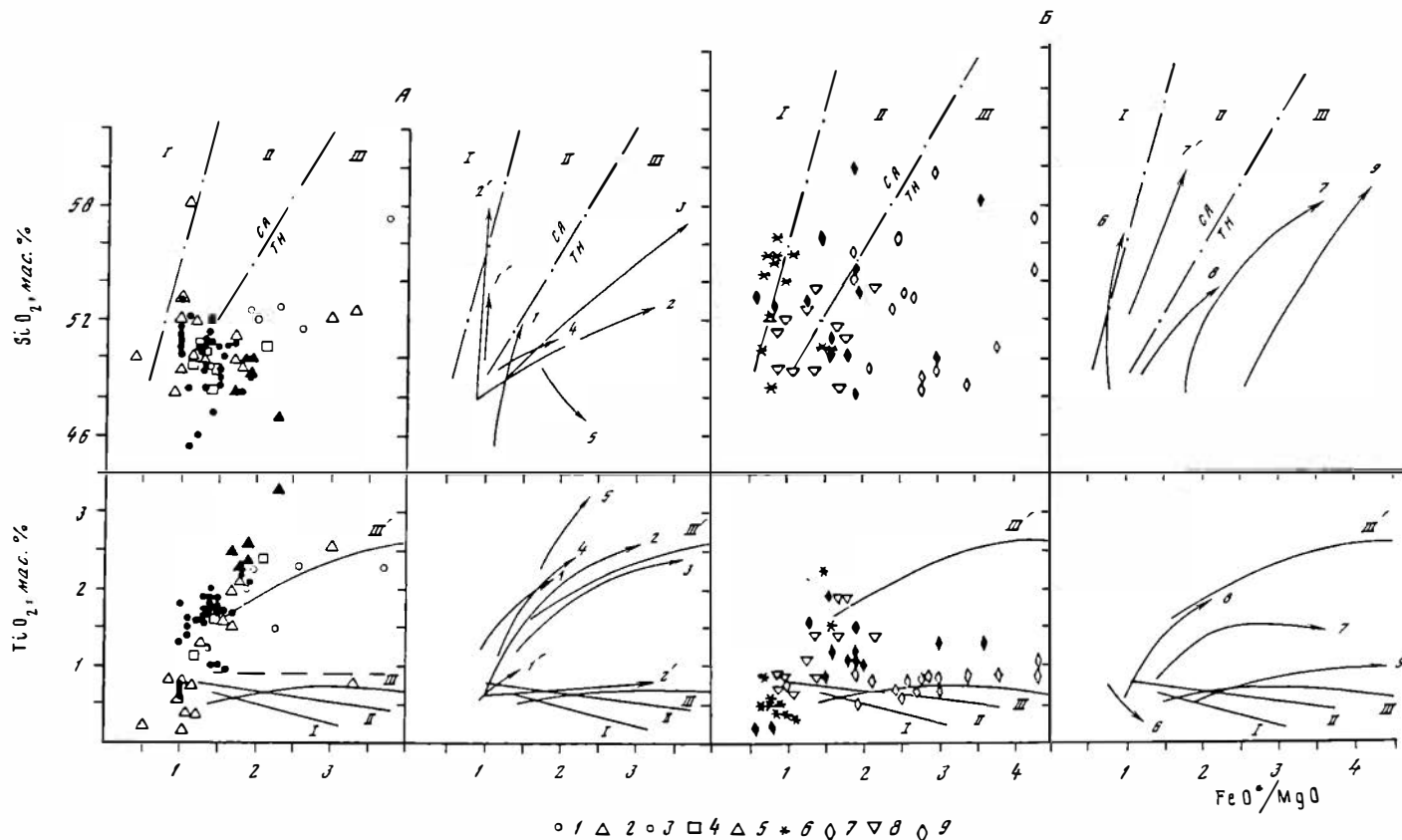
располагаются в поле типичных известково-щелочных пород. В отличие от известково-щелочных серий островных дуг с корой континентального типа рассматриваемые серии обнаруживают низкую щелочность и обычно положительную корреляцию между  $Ti$  и железистостью, как в островодужных толеитах, но только на более низком уровне содержания  $TiO_2$ . Эти низко- и умеренно титанистые андезитовые и андезито-базальтовые пиллоу-лавы имеют относительно низкую глиноземистость и железистость, и в противоположность толеитовому тренду в них четко проявлена боуэновская тенденция накопления  $SiO_2$  в процессе магматической эволюции в довольно узком интервале вариаций  $FeO^*/MgO$ . Они часто ассоциируют с толеитами островодужного типа, которые, несмотря на петрохимические характеристики и дифференционные тренды толеитовых серий, оказываются также весьма существенно дифференцированными в отношении  $SiO_2$  и включают большие объемы толеитовых андезитов – своеобразных низкокалиевых, низкоглиноземистых, низкожелезистых и умеренно титанистых лав (см. рис. 11, 24). Эти особенности сближают их с известково-щелочными и толеитовыми сериями внутриокеанических дуг типа Марианской и Тонга-Кермадекской.

Содержания редких элементов в офиолитах типа Б испытывают значительные вариации, связанные с условиями генерации и особенностями эволюции офиолитовых магм в каждом конкретном регионе, что было показано при характеристике известково-щелочных серий разных офиолитовых зон Монголии и их аналогов в современном океане. Геохимические материалы по фанерозойским офиолитам подтверждают установленные закономерности, в частности общую относительную обогащенность элементами низкого ионного потенциала ( $Sr$ ,  $Ba$ ,  $Th$ ,  $Ce$ ) по сравнению с элементами высокого ионного потенциала ( $Ta$ ,  $Hf$ ,  $Ti$ ,  $Y$ ). Содержания  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$  в базальтовых членах рассматриваемых серий в целом понижены относительно концентраций этих элементов в океанических абиссальных базальтах, но могут резко увеличиваться в аккумулятивных сериях пород, как это имеет место в некоторых офиолитах Ньюфаундленда [Norman, Strong, 1975].

Редкоземельные характеристики также разнообразны и дают все типы распределения, свойственные островодужным толеитам и известково-щелочным сериям внутриокеанических дуг. Однако по абсолютным значениям РЗЭ они нередко деплеированы легкими РЗЭ в сравнении с типичными островодужными сериями, даже когда фиксируется некоторое обогащение цериевыми землями относительно тяжелых РЗЭ.

Типичными представителями офиолитовых комплексов, в которых самым тесным образом с постепенными переходами ассоциируют толеитовые и умеренные известково-щелочные серии, являются многие офиолитовые фрагменты Ньюфаундленда, особенно о-ва Лонг, офиолиты Омана, Корсики, Марокко, р. Керулен и бассейна Эгийн-Гол в Монголии. Это в полном смысле переходный спектр вулканических серий, сочетающих в себе в разных пропорциях геохимические характеристики и эволюционные тренды, с одной стороны, спрединговых структур больших океанов и окраинных бассейнов, с другой – развитых островных дуг. В современном океане подобные ряды пород с контрастными геохимическими признаками свойственны внутриокеаническим системам ремнантных и передовых дуг с интрадуговыми впадинами и фронтальными преддуговыми зонами вблизи глубоководных желобов – областей предполагаемой субдукции.

Однако самой яркой отличительной чертой офиолитов типа Б является присутствие специфических высокомагнезиальных и низкотитанистых лав. В подавляющем большинстве случаев они оказываются представителями бонинитовой серии, охарактеризованной в предыдущих разделах на примере офиолитовых бонинитов Хан-Тайшира и Восточного Прихубсугуля в Монголии и их современных аналогов в Тихом океане. Таковы бонинитовые серии офиолитов Троодоса, а также единичные представители бонинитоподобных пород в оманских офиолитах. Помимо этих кремненасыщенных высокомагнезиальных и низкотитанистых пород со всеми геохимическими признаками бонинитовой серии, в некоторых офиолитовых фрагментах Ньюфаундленда описаны породы, классифицированные в качестве перидотитовых и базальтовых коматиитов, которые сопоставляются с аналогичными породами зеленокаменных поясов [Gale, 1973; Урадуяу, 1978, 1984]. Сравнение составов этих коматиитов и перидотитовых коматиитов эталонных архейских зеленокаменных поясов Африки (Барбертон) и Австралии (блок Пилбара), где они впервые и были выделены, обнаруживает различия, позволяющие в лучшем случае рассматривать высокомагнезиальные низкотитанистые офио-



**Рис. 23.** Петрохимические типы вулканических серий из различных фрагментов нижнепалеозойских офиолитов Норвегии (А) и Ньюфаундленда (Б). Римские цифры означают тренды эволюции эталонных магматических серий (см. условные обозначения к рис. 3). Арабские цифры около линий на диаграмме и значков в легенде — аналогичные тренды дифференциации вулканических серий разных офиолитовых зон (1—9 в легенде). 1—5 Норвегия [Gustavson, 1978; Furnes et al., 1982]: 1 и 1' — Скелвар,  $n = 31$ ; 2 и 2' — Гульфельит,  $n = 15$ ; 3 — Луклинг,  $n = 6$ ; 4 — Ставфьордем,  $n = 6$ ; 5 — Солунд,  $n = 5$ . 6—9 — Ньюфаундленд [Williams et al., 1972; Kean et al., 1975; Coish et al., 1979]: 6 — Беттс Кав,  $n = 12$ ; 7 и 7' — Лонг,  $n = 13$ ; 8 — Бэй,  $n = 11$ ; 9 — Лонг,  $n = 16$ .

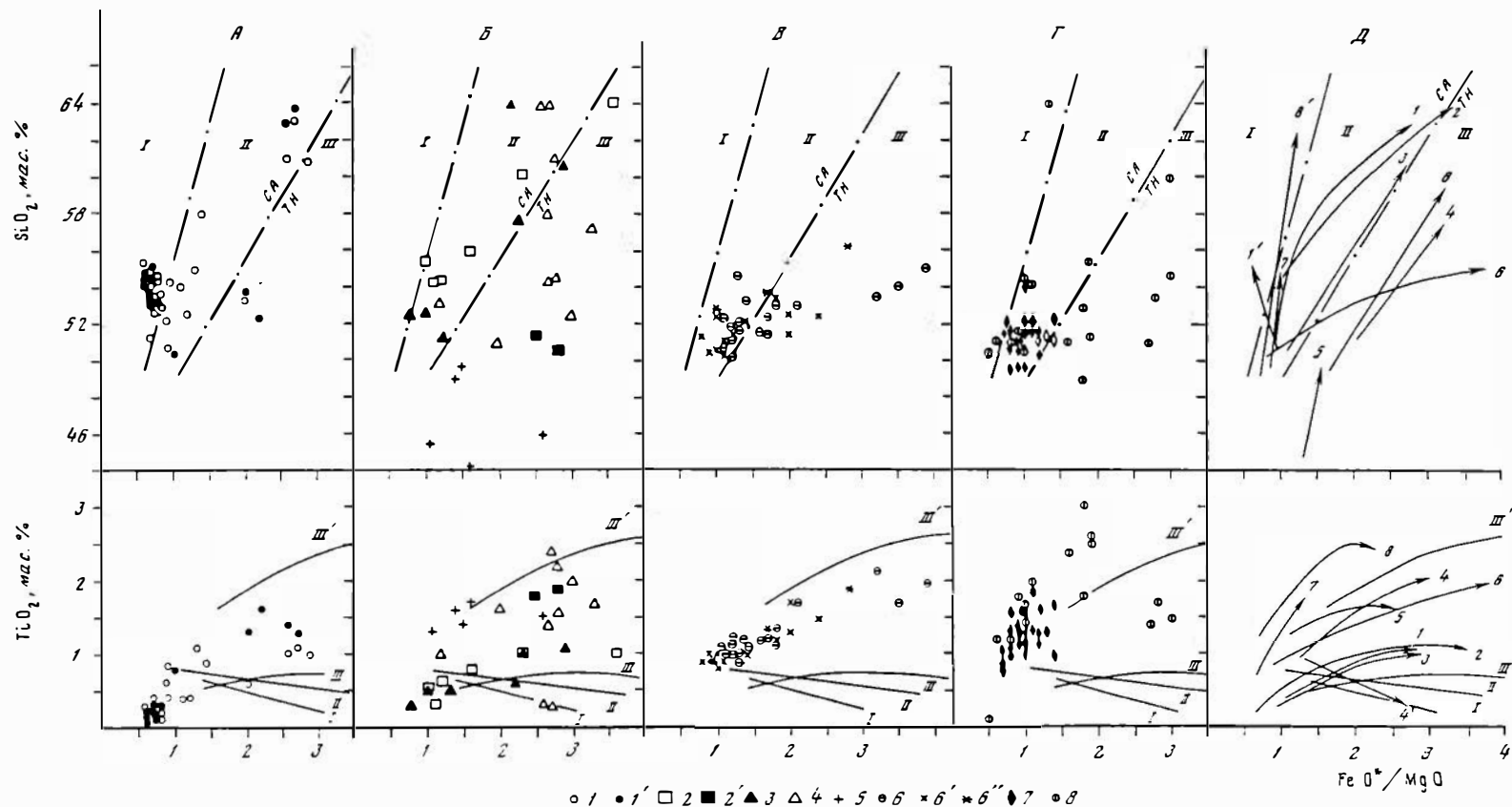


Рис. 24. Петрохимические типы вулканических серий в мезозойских офиолитовых ассоциациях Троодоса (А), Омана (Б), Чили (В), Корсики и Лигуриды (Г) и их тренды дифференциации — линии со стрелками, обозначенные арабскими цифрами на диаграмме Д.

Троодос [Kay, Senéchal, 1976; Smewing, Potts, 1976; Simonian, Gass, 1978; Cameron et al., 1979; Sharaskin et al., 1980; Malpas et al., 1983]: 1 — верхние лавы,  $n = 40$ ; 1' — нижние лавы и параллельные дайки,  $n = 15$ . Оман [Ghent, Stout, 1981; Alabaster et al., 1982]: 2 — лавы стадии рифтогенеза,  $n = 8$ ; 2' — лавы коллизионной стадии,  $n = 2$ ; 3 — лавы стадии подводных возвышенностей; 4 — лавы спрединг-овых структур (расслоенные комплексы, параллельные дайки, геотаймс лавы); 5 — лавы Семаила, Чили, комплекс Сарменто [Stern et al., 1979]; 6 — параллельные дайки,  $n = 17$ ; 6' — дайки в габбро,  $n = 12$ ; 6'' — пиллоу-лавы и дайки в пиллоу-лавах,  $n = 3$ . Средиземноморье [Beccaluva et al., 1977; Ottonello et al., 1984]: 7 — внутренние Лигуриды,  $n = 23$ ; 8 — пиллоу-лавы и параллельные дайки Корсики,  $n = 17$ .

литовые лавы Ньюфаундленда как базальтовые коматииты. Они имеют по сравнению с ультраосновными коматиитами [Nesbitt et al., 1979] более высокие содержания  $\text{SiO}_2$  (48,8–53,4 и 43–48 мас.% соответственно),  $\text{CaO}$  (7,5–11 и 3,49–7,8 мас.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9–10 и 2,85–6,25 мас.%) и более низкие –  $\text{MgO}$  (14,2–25,6 и 24,8–39 мас.%). Как базальтовые коматииты они были описаны Гэйлом на северо-востоке Ньюфаундленда, и лишь позднее Х.Д. Упадхуау, присоединил к ним “перидотитовые” коматииты многочисленных покровов подушечных лав и параллельных даек Бетс Кава. Учитывая отсутствие в Ньюфаундленде лав, которые могли бы быть аналогами ультраосновных коматиитов зеленокаменных поясов, и тесную связь высокомагниевого и низкотитанистых пород с типичными бонинитами, с которыми они образуют единые ряды внутри офиолитовых фрагментов Беттс Кав и Рамберга, нам представляется более правильным идентифицировать их в качестве бонинитовой серии. К такому выводу отчасти приходит и Х.Д. Упадхуау, который пока еще не отказывается от термина “коматиит”, но обращает внимание на связь этих пород с бонинитами [Upadhyay, 1984], предлагая выделить “бонинитовый тип” коматиитов. Однако мы считаем важным подчеркнуть различия коматиитовой и бонинитовой серий. Об этом свидетельствуют и ассоциирующие с бонинитами серии вулканических пород в позднедокембрийских и фанерозойских офиолитах. В противоположность коматиитам, ассоциирующим с толеитовыми вулканитами в зеленокаменных поясах, высокомагниевого низкотитанистые породы бонинитовой серии в офиолитах обнаруживают тесную связь главным образом с известково-щелочными сериями. Классическим примером являются бонинитовые и примитивные известково-щелочные серии Хан-Тайшира, Беттс Кав в Ньюфаундленде и Троодоса на Кипре, где толеиты практически отсутствуют. Связь эта неслучайна и, по-видимому, обусловлена родственными взаимоотношениями, предполагающими, что бонинитовые магмы, возникающие в результате плавления ультраосновного мантийного субстрата, являются родоначальными для существенно андезитовых дифференцированных известково-щелочных серий внутриокеанических островных дуг.

Следует также упомянуть, что в значительно более редких случаях и в крайне небольших объемах в офиолитах типа Б встречаются и представители щелочной серии. Помимо описанных в данной работе недифференцированных щелочно-базальтовых пиллоу-лав в офиолитах Восточного Прихубсугуля, дифференцированные щелочные вулканические серии анкарамитов-трахитов известны среди подушечных лав в офиолитах о-ва Бэй в Ньюфаундленде [Strong, 1974], где они также сопоставляются с щелочными вулканитами подводных возвышенностей по флангам срединно-океанических хребтов.

Эти данные расширяют и усложняют связку островная дуга–океанический бассейн, характерную для офиолитов типа А, до передовой дуга–океанический бассейн (со всеми промежуточными сложными звеньями), поскольку породы бонинитовой серии присущи лишь фронтальным зонам внутриокеанических дуг и в скважине лежат выше толеитов и известково-щелочных пород [Геология. . . , 1980; Crawford et al., 1981].

Такой вывод подтверждается и характеристиками осадочно-вулканогенных пород, ассоциирующих с офиолитами типа Б. Состав этих осадочно-пирокластических формаций явно указывает на присутствие соседней дуги. Например, пироксенсодержащие андезитовые агломераты, перекрывающие офиолиты Беттс Кав и Мингс Байт (Ньюфаундленд), а также “нижняя” вулканогенно-осадочная часть разреза V –С<sub>1</sub> в районе среднего течения р. Эгийн-Гол (Юго-Восточное Прихубсугулье) обнаруживают существенное сходство с некоторыми оползневыми турбидитами, бесструктурными пудитами, агломератами и бескарцевыми вулканокластами, описанными для миоценовой вулканической дуги Новых Гебрид, и туфами, агломератами и конгломератами эоценовой островной дуги Эфуа, Тонга [Upadhyay, Neale, 1979]. Повторяющиеся вулканогенно-осадочные формации, перекрывающие другие офиолитовые комплексы, также напоминают кайнозойские вулканокласты Новых Гебрид и Тонга и, вероятно, могут быть аналогами нескольких сейсмически обнаруживаемых слоев в современных окраинных бассейнах [Геология, . . . , 1980].

Таким образом, химизм метабазитов, присутствие лав специфического состава, ассоциирующие осадочные породы офиолитовых комплексов типа Б указывают на тектонический режим, отвечающий геотектонической обстановке передовой (фронтальной) дуга–океанический бассейн наподобие юго-западной части Тихого океана или типа малых задуговых бассейнов Средиземноморья.

Оба типа офиолитов могут представлять латеральный ряд формаций в системе окра-

инный бассейн—тыловая дуга—междугуовой бассейн—фронтальная дуга или сменять друг друга во времени в том случае, когда геологическое развитие происходит по типу западнотихоокеанских окраинных бассейнов, образующихся через раскалывание островных дуг и интрадуговой спрединг.

В таких офиолитах, видимо, следует различать два этапа формирования. Более ранний этап характеризуется образованием типичной океанической коры (включая окраинно-морской тип) со статистически преобладающим толеитовым трендом дифференциации изверженных пород ультрамафит-мафитового комплекса (офиолиты типа А). Более поздний этап связан с превращением этого комплекса в меланократовый фундамент зарождающихся островных дуг, в пределах которых повторное раскрытие приводит к формированию новой коры (аномальной по сравнению с типичной океанической) через интрадуговой спрединг (офиолиты типа Б). Бониниты и известково-щелочные серии, обнаруженные нами как в параллельных дайках, так и в шаровых лавах в тесной ассоциации с гипербазитами, подтверждают это предположение и, более того, свидетельствуют о начале задугового или интрадугового спрединга.

### **СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ И ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ**

Формационный анализ метаморфических образований, характеризующих ранние этапы эволюции земной коры, в частности комплексное исследование разнотипной палеоокеанической коры, актуальны для решения аспектов мафит-ультрамафитового магматизма и связанных с ним полезных ископаемых, а также для реконструкции палеотектонических режимов.

Возросший в последние годы интерес к ранней истории геологического развития Земли стимулировал исследование архейских зеленокаменных поясов, расположенных в основании древних платформ, в которых обнаружили особенности геологического строения и состава, сближающие их с образованиями офиолитовых зон складчатых областей. В связи с этим целесообразно кратко сравнить основные закономерности, выявленные в результате детального изучения рифей-вендских метаофиолитов Монголии и их фанерозойских аналогов, с выводами, полученными в результате критического рассмотрения в основном литературных данных по зеленокаменным поясам СССР, Австралии, Африки и Канады.

Из данного нами определения офиолитов вытекает, что воссозданная последовательность разреза пород офиолитовой ассоциации состоит из трех частей и сложена гипербазитами, габброидами, часто с породами полосчатого комплекса на контакте между ними, шаровыми лавами и (или) параллельными дайками, а также ассоциирующими вулканогенно-осадочными породами. Особенности геологического строения, состава и петрологии гипербазит-габброидной части суммированы выше, поэтому здесь для нее повторим лишь два, с нашей точки зрения, наиболее интересных факта, полученных в последнее время.

1. Геологические, термобарогеохимические и изотопные исследования показывают, что в подавляющем большинстве случаев гипербазиты представляют реститы, выдвинутые в кору в виде практически неизмененных (несерпентинизированных) тектонических пластин, подвергшихся региональному метаморфизму совместно с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. Это противоречит их протрузивному характеру внедрения в виде серпентинитовых тел, образующихся на высокотемпературном этапе стадии становления интрузий.

2. Обращает внимание все более частое обнаружение расплавных включений в габброидах и породах полосчатого комплекса, что является прямым доказательством их магматического генезиса. Температуры гомогенизации расплавных включений составляют порядка 900 °С, что подтверждает их кристаллизацию в коровых условиях.

Однако главным достижением последних лет в изучении офиолитов является доказательство преимущественно окраинно-морской и островодужной природы шаровых лав и параллельных даек верхней части разреза. Классические представления о соответствии лав и даек толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов сохранились в виде исключений, например, для офиолитового комплекса Внутренних Лигурид.

Петрохимический анализ лав и параллельных даек выявил большое разнообразие

типов вулканических пород, представленных различными толеитовыми, известково-щелочными и щелочными сериями, а также специфической диагностической серией низкотитанистых высокомагнезиальных пород — бонинитов. Эти бониниты по геохимическим характеристикам, а именно — по малым компонентам, а также по характеру распределения и низкому содержанию редкоземельных элементов (см. рис. 14, 15) аналогичны бонинитам фундамента фронтальных островных дуг запада Тихого океана.

Офиолитовые комплексы представляют остатки палеоокеанической коры, образованной через спрединг. Принципиальное тождество разреза океанической коры с офиолитовым практически подтвердила скважина 504В в Коста-Риканском рифте, вскрыв не только шаровые толеитовые базальты, но и комплекс параллельных даек.

Редкость офиолитовых комплексов с лавами, сопоставимыми с базальтами срединно-океанических хребтов, преобладание окраинно-морских толеитов и известково-щелочных серий лучше всего согласуются с преобладающим формированием в обстановке окраинный бассейн—островная дуга. Более того, обнаруженные нами впервые в мире в параллельных дайках рифейских офиолитов бониниты и породы известково-щелочной серии, подтвержденные другими исследователями для разных возрастных уровней, свидетельствуют о сложной эволюции палеоокеана. В таких офиолитах, видимо, следует различать два этапа формирования. Более ранний, связанный с образованием собственно океанической коры (в первую очередь мафит-ультрамафитового комплекса), которая в более поздний этап эволюции палеоокеана выступает в качестве меланократового фундамента зарождающихся островных дуг. Бонинитовый дайковый комплекс маркирует начало этого процесса, который продолжается, в основном, формированием известково-щелочных серий.

Установлено несколько разновозрастных офиолитовых комплексов:  $PR_1$  (?);  $R_3-V$ ;  $PZ_1$ ,  $PZ_2$  и  $MZ$ .

Офиолиты почти всегда находятся в аллохтонном залегании, что фиксируется мощными зонами серпентинитового меланжа и олистостромами. Это можно проиллюстрировать картой взаимоотношений  $R_3 - E_1$  офиолитов Монголии с дорифейским сиалическим фундаментом (см. рис. 1). Нередко в офиолитовых комплексах обнаруживается пространственная сближенность пород, сформированных в резко различных и удаленных геотектонических обстановках. Это хорошо видно на карте Восточного Прихубсугуля (см. рис. 36). На небольшом пространстве картируются отдельные чешуи, сложенные гипербазитами, габброидами, бонинитовыми, толеитовыми, известково-щелочными, типичными щелочными высокотитанистыми лавами и молассами.

Все это указывает на значительные горизонтальные перемещения офиолитов, амплитуда которых на сегодняшний день объективно вряд ли может быть оценена. Однако большие масштабы перемещения не являются неправдоподобными, если принять во внимание находки высокобарических минералов, таких как коэзит, тальк-кианит, высокомагнезиальный хлоритоид, в коровых породах в зонах взаимодействия офиолитовых пластин с сиалическим фундаментом.

Попытка формационного анализа типичных зеленокаменных поясов с возрастом 3,5 и 2,7 млрд лет, имеющих, как и офиолиты, в своем составе ультрамафит-мафитовые изверженные породы, но в отличие от последних расположенные в фундаменте платформ, нами сделана на основе особенностей состава и строения их литостратиграфического выполнения [Гликсон, 1980; Конди, 1983; Крестин, 1983; Куликова, 1983; Риваленти, 1980; Суслова, 1976; Фомин, 1984; *Archaean Geology*, 1981; Arndt et al., 1979; Hanski, 1980; McCall, 1981].

Последнее, с нашей точки зрения, в первую очередь отражает степень растяжения и рифтинга архейской земной коры. Именно в масштабах этого процесса мы видим главную причину разнообразия зеленокаменных поясов.

Можно выделить два крайних типа поясов: I — преимущественно осадочный с признаками мелководного происхождения, в низах содержащий небольшие объемы вулканических пород, среди которых ультраосновные лавы—коматиты крайне редки; II — существенно вулканогенный с мощной силлово-дайковой фацией, широким развитием коматитовых лав, содержащий также небольшие объемы глубоководных осадков.

Типичными представителями I типа являются раннеархейские (3,5 млрд лет) пояса восточной части кратона Пилбара и позднеархейские (2,7 млрд лет) пояса провинции Мурчисон и Южный Кросс кратона Илгарн в Западной Австралии.

Среди вулканиитов нижней относительно маломощной вулканогенно-осадочной части



обобщенного разреза преобладают недифференцированные серии толеитовых базальтов, иногда с высокомагнезиальными кумулятами, которые раньше считались коматиитами. Настоящие коматииты, также как и кислые вулканиты, редки или отсутствуют. В субаэральной обстановке локально и в небольших объемах появляются примитивные слабо дифференцированные известково-щелочные андезитовые серии. Среди интрузивного магматизма отмечены синхронные вулканитам субвулканические силлы толеитовых базальтов и, исключительно редко, коматиитов, а также известково-щелочных гранитоидов и диорит-порфиритов.

Самыми примечательными осадочными образованиями, образующими маломощные линзы среди шаровых базальтов района Норс Пол кратона Пилбара, являются тонкозернистые кремни и баритовые псевдоморфозы по гипсовым эвапоритам. Они свидетельствуют об условиях мелководных озер и лагун, характерных для аридных областей. Однако большие объемы шаровых базальтов, характер других осадков (тонкослоистые пески, илы, внутрiformационные брекчии, хемогенные породы) и соотношения стабильных изотопов S в баритах предполагают условия открытого мелководного моря. Уместно заметить, что кристаллы гипса и соли найдены также и в типичной океанической обстановке: в прожилках базальтов Срединно-Атлантического хребта. Однако масштабы проявления несопоставимы.

В плане пояса такого рода имеют более или менее изометричную форму.

Даже такая краткая характеристика показывает, что генезис зеленокаменных поясов I типа лучше всего согласуется с условиями мелководных седиментационных бассейнов типа эпиконтинентальных морей. Они, по-видимому, маркируют собой ранние, начальные стадии растяжения архейской земной коры, не дошедшие до стадии рифтов и, тем более, открытых океанов. Характерной чертой металлогении является отсутствие Ni-Cu минерализации, связанной с коматиитами, несмотря на присутствие последних.

Типичными представителями зеленокаменных поясов II типа, обладающих признаками рифтогенных структур, являются позднеархейские (2,7 млрд лет) пояса Абитибии в Канаде, Норсман-Вилуна кратона Илгарн и восточная часть раннеархейского (3,4 млрд лет) кратона Пилбара в Западной Австралии. В них выделяется Главная Рифтовая и Украинные Вулканические зоны.

В Главной Рифтовой зоне сосредоточены мощные экструзии и накопления пиллоу-лав коматиитового состава, иногда дифференцированных до базальтовых коматиитов, а также недифференцированных толеитовых базальтов как с повышенным содержанием Mg, так и с повышенным содержанием Fe — ферробазальтов, напоминающих галапагосские лавы. Локально отмечаются характерные для условий растяжения бимодальная базальт-риолитовая серия и поля ультрамафит-мафитовых даек. Широко проявлена интрузивная фация в виде силлов и даек, а также расслоенных тел преимущественно ультрамафит-мафитового состава.

Характерной чертой магматизма Рифтовой зоны является практическое отсутствие пород с известково-щелочным трендом. Начиная со средней части разреза в небольших объемах появляются турбидиты, кремни и породы железисто-кремнистой формации.

В окраинных вулканических зонах преобладают породы примитивной (деплетированной) слабо дифференцированной известково-щелочной андезитовой серии (аналоги внутриокеанических островных дуг) и недеплетированной дифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-риолитовой серии (аналоги зрелых островных дуг и континентальных окраин). Им комагматичны мелкие тоналит-тронджемитовые интрузии. Для поясов II типа чрезвычайно характерны большие объемы Ni-Cu сульфидных руд, ассоциирующих с коматиитами.

В плане пояса II типа представляют собой линейные зоны, рассматриваемые как отдельные грабены. С нашей точки зрения, это останцы некогда, возможно, единого тектонического покрова, обдущированного на сиалический фундамент. Их формирование безусловно связано со значительным растяжением архейской земной коры. Эти пояса закладывались либо в пределах зеленокаменных поясов I типа (западная часть Пилбара), либо на предполагаемой сравнительно тонкой сиалической коре, о чем свидетельствуют ксеногенные цирконы в верхнеархейских базальтах Камбалды с высоким содержанием U (до 4000 г/т) и Th (до 2000 г/т).

Промежуточное положение занимает широко известный пояс Барбертон в Каапвальском кратоне. По мощной осадочной последовательности и отсутствию Ni-Cu минерализации он тяготеет к поясам I типа. Обилие коматиитовых лав, даек, силлов свидетельствует о значительных масштабах растяжения — рифтинга.

В каждом типе интенсивность магматических процессов усиливается от раннего архея к позднему.

Таким образом, на разных возрастных уровнях фиксируются сходные тенденции развития литосферы, проявившиеся, в частности, в образовании коры океанического типа. Сохраняя общую направленность развития в пределах каждого этапа, они в то же время обладают рядом характерных отличительных признаков, связанных с изменениями состава и теплового режима верхней мантии. Это отражено в смене протоокеанической коры архейских зеленокаменных поясов палеоокеанической корой рифейских и фанерозойских офиолитовых зон и в эволюции вулканизма, что связано также и с изменением глубины плавления пород. Глобальной закономерностью эволюции состава вулканизма является увеличение объема пород с преобладанием известково-щелочного тренда. Это фиксируется заметным появлением примитивных известково-щелочных серий в окраинных вулканических зонах рифтовых зеленокаменных поясов по сравнению с поясами стадии эпиконтинентальных бассейнов и возрастанием роли известково-щелочных серий в фанерозойских офиолитах, а также сменой коматиитового с толеитовым трендом вулканизма зеленокаменных поясов бонинитовым вулканизмом с известково-щелочным трендом в офиолитах. Необходимо отметить намечающийся разрыв во времени между коматиит-базитовой и базит-кислой сериями в пределах одного и того же зеленокаменного пояса. Это хорошо доказано как геологически, так и хронологически в Барбертоне. Коматиитовая магма, возможно, дает дифференциаты лишь до базальтовых коматиитов, а кислые разности, часто имеющие известково-щелочной тренд, являются производными самостоятельной базитовой, "пикритовой" и прочих магм. Столь же значительной особенностью эволюции состава меланократовой коры являются изменения состава и характера проявления ультраосновного магматизма от статистически преобладающего ультрамафитового коматиитового вулканизма в зеленокаменных поясах I типа через сопряженные ультрамафитовый вулканизм, перидотитовый и анортозитовый интрузивный магматизм в зеленокаменных поясах II типа до чрезвычайно редких проявлений ультраосновного коматиитового вулканизма и преимущественного развития дунит-гарцбургитовых реститов, главным образом в виде тектонических пластин, в фанерозойских офиолитах.

Тенденция "океанизации" усиливается от архея к фанерозою. Это проявлено в смене палеотектонических обстановок эпиконтинентальных бассейнов и рифтов архейских зеленокаменных поясов обстановками палеоокеанов рифейских и фанерозойских офиолитов.

### ГЛАВА III

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ—КЕМБРИЯ

В этой главе определены области значений  $P$  и  $T$ , которые реализовались при метаморфизме отдельных структурно-вещественных комплексов, и попутно оценена степень распространенности каждой из выделенных фаций. Кроме того, на основе анализа метаморфогенных флюидных включений изучен состав флюида и сделана попытка оценки динамики изменения его состава при метаморфизме. Задачи решались как на оригинальном материале авторов, так и по литературным данным.

Соответствующие оценки вариаций  $P$  и  $T$  сделаны на основе комплекса данных, включающих совокупность количественных характеристик состава в одном или нескольких минералах, качественные минеральные парагенезисы и состав минералов в наиболее распространенных ассоциациях, удельные объемы различных по составу метаморфогенных первичных включений и т.д. Конкретные минеральные геотермометры применялись весьма ограниченно, поскольку все осложнения и несоответствия, возникающие при их применении и отмеченные нами [Кепежинская, 1977] и другими авторами ранее, в связи с широким внедрением в практику микрозонда не только не сняты, но и проявились еще более отчетливо.

## ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА КОМПЛЕКСОВ ДОРИФЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

### Гранулитовая фация (фация двупироксеновых гнейсов)

Распространение этой фации строго ограничено структурно-вещественными комплексами дорифейского сиалического фундамента.

Породы гранулитовой фации впервые в Монголии описаны нами как толща С (или зона III) в верховьях р. Барун-Турун-Гол на северном склоне хребта Хан-Хухэй [Кебезинская, 1977]. На основе минерального и химического состава пород и особенностей метаморфизма нами было высказано предположение, что толща аналогична верхним частям архейского разреза Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы. Отсутствие абсолютных датировок затрудняет однозначное отнесение их к определенному возрастному уровню. Формационный состав и особенности метаморфизма склоняют нас на сегодняшний день отнести их к верхнеархейскому (моренскому) структурно-вещественному комплексу, однако мы не исключаем хотя бы частичной их принадлежности (особенно высокотемпературных пород зоны III) к эрзинскому (I) комплексу. В Центральном Хангае к юго-востоку от хребта Хан-Хухэй среди ксенолитов вулкана Шаварын-Царам авторами [Кебезинская и др., 1976] также обнаружены породы гранулитовой фации с критической для двупироксеновых гнейсов ассоциацией, о чем будет подробно сказано ниже. Изучение цирконов из близких пород Юго-Западной Монголии и Байдарагинского выступа подтвердило их древний, архейский возраст [Митрофанов, Козаков и др., 1985].

К типичным породам фации двупироксеновых гнейсов могут быть пока отнесены лишь ксенолиты двупироксеновых кварц-полевошпатовых пород, обнаруженных нами в рыхлых пирокластических накоплениях вулканического центра Шаварын-Царам [Кебезинская и др., 1976] и в цзлском мегакомплексе [Митрофанов и др., 1981], поскольку только в них отмечена критическая ассоциация для обсуждаемой фации.

Ксенолиты двупироксеновых гнейсов встречаются в виде округлых и угловатых, но со сглаженными контурами фрагментов, окруженных тонкой базальтовой оболочкой. Такие "бомбы", достигающие 40 см в диаметре (в среднем 5–10 см), находятся в вулканическом песке и пепле, выброшенных вулканом Шаварын-Царам, и вместе с ультрамафитовыми ксенолитами, гигантскими мегакристами клинопироксена, мегакристами пироба, базальтовыми лапилли и бомбами образуют крупную фракцию этих пирокластических накоплений. Двупироксеновые гнейсы представлены мелко- и средне-, реже крупнозернистыми полосчатыми породами с гнейсовидной текстурой. Варьирующие соотношения цветной и кварц-полевошпатовой частей дают ряд пород от существенно меланократовых неясно-полосчатых до переходных к лейкократовым четко-полосчатым разновидностям. Полосчатость связана с группировкой пироксенов и сиалических минералов в разные прослои и линзы и лишь иногда отражает микрослоистость, обусловленную чередованием кварц-полевошпатовых агрегатов различной зернистости.

Породы хрупкие, и это прямо связано с их пребыванием в горячем базальтовом расплаве.

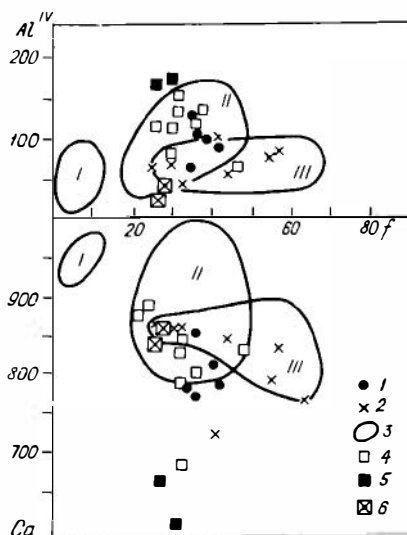


Рис. 25. Состав пироксенов из пород гранулитовой фации

1 — ксенолиты двупироксеновых гнейсов МНР (см. табл. 14); 2 — чарнокиты; 3 — поля составов клинопироксенов из ультраосновных пород со шпинелью (I), двупироксен-плагиоклазовых пород (II) и двупироксеновых кварцсодержащих пород (III); 4 — эглогитоподобные породы с гиперстеном [Добрецов и др., 1971]; эглогитоподобные породы; 5 — вулкана Шаварын-Царам, 6 — Дариби

Т а б л и ц а 14

## Состав минералов (мас.%) в ксенолитах двупироксеновых гнейсов из калиевых базальтоидов вулкана Шаварын-Царам

Компоненты	Кв + Пл + Кпш + РП + МП + Акц + Рудн						
	Обр. 517-75				Обр. 519-75		
	РП	МП	Пл	Ильм	РП	МП	Кпш
SiO <sub>2</sub>	50,32	49,78	59,23	49,39	49,33	49,33	63,86
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,26	—	24,22	0,03	0,28	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,81	3,28	22,43	—	2,09	3,67	18,35
FeO	27,12	13,49	—	62,72	26,22	12,21	—
MnO	1,51	0,63	—	0,10	1,01	0,39	—
MgO	17,75	10,59	—	0,32	19,03	10,84	—
CaO	0,62	19,11	5,94	0,01	0,58	19,72	0,16
Na <sub>2</sub> O	0,03	1,30	7,52	—	0,02	1,23	6,23
K <sub>2</sub> O	0,01	Не обн.	1,17	—	Не обн.	0,01	8,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	—	—	—	0,02	0,01	—
С у м м а	99,18	98,44	96,31	87,37	98,39	98,68	96,75
Si	1,848	1,926	2,747	—	1,920	1,915	2,978
Ti	0,000	0,007	—	1,221	0,001	0,008	—
Al <sup>IV</sup>	0,052	0,074	1,225	—	0,080	0,085	1,008
Al <sup>VI</sup>	0,030	0,076		—	0,016	0,083	
Cr	—	—	—	—	0,001	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0,878	0,436	—	3,518	0,852	0,396	—
Mn	0,050	0,021	—	0,006	0,033	0,013	—
Mg	1,024	0,611	—	0,032	1,103	0,627	—
Ca	0,026	0,792	0,295	0,001	0,024	0,820	0,008
Na	0,002	0,098	0,676	—	0,002	0,093	0,563
K	—	—	0,069	—	—	0,001	0,484
С у м м а	4,011	4,011	5,013	4,778	4,031	4,040	5,042
ΣFe (ΣFe + Mg)	46,16	41,64	—	—	43,58	38,71	—
Ca (Ca + Mg)	2,47	56,45	—	—	2,13	56,57	—
Ca	1,32	43,07	—	—	1,21	44,49	—
Mg	53,06	33,22	—	—	55,73	34,02	—
Fe	45,56	23,70	—	—	43,05	21,49	—
ЖдМП	—	7,6	—	—	—	8,3	—

В ряде шлифов наблюдаются проникновение вмещающего базальта в ксенолит, обволакивание отдельных зерен полураскристаллизованным базальтовым стеклом и дезинтеграция. В некоторых образцах на кристаллах плагиоклаза обнаруживается кайма, состоящая из тончайших выделений рудного и цветных минералов, что относится, по-видимому, к числу реакционных явлений.

Наиболее распространенным парагенезисом двупироксеновых гнейсов является Кв + Пл + Кпш + РП + МП + Акц + Рудн (I). В единичных случаях наблюдается минеральная ассоциация Пл + РП + МП + Амф + Би + Рудн (II). Плагиоклаз представлен андезином с 30—45% Кпш, который присутствует в виде обильных вростков в плагиоклазе. Антипертиты характерны для меланократовых разновидностей. В промежуточных породах содержание калишпата увеличивается и он наблюдается в виде отдельных зерен, нередко с пертитовыми вростками плагиоклаза. Кварц представлен каплевидными включениями в плагиоклазе, отдельными зернами и порфиробластами, амфибол-бурой роговой обманкой.

Частичный состав полевошпатовой составляющей и состав пироксенов в изученных парагенезисах представлены в табл. 14. По классификации Н.Л. Добрецова с соавторами [Добрецов и др., 1971], в парагенезисе I гиперстен и алюмогиперстен ассоциируют с субкальциевым авгитом и омфациит-авгитом, в парагенезисе II моноклинный пироксен

Кв + Пл + Кпш + РП + МП + Акц + Рудн						Пл + РП + МП + + Амф + Би
Обр. 520-75				Обр. 521-75		Обр. 514-75
РП	МП	Пл	Кпш	РП	МП	МП
50,94	50,70	59,45	58,63	51,56	50,43	48,96
0,02	0,30	—	—	0,06	0,58	0,89
1,71	3,28	24,77	24,41	2,65	5,20	6,80
24,99	10,89	0,06	0,06	21,09	10,08	9,48
0,71	0,27	—	—	0,36	0,14	0,14
20,73	11,50	—	—	23,28	11,35	10,97
0,50	20,84	6,31	6,31	0,52	18,99	18,91
0,02	0,92	6,63	4,66	0,07	1,99	2,31
Не обн.	Не обн.	3,96	8,36	Не обн.	0,02	Не обн.
0,03	0,02	—	—	0,03	Не обн.	—
99,66	98,73	101,19	102,54	99,63	98,80	98,47
1,935	1,933	2,665	2,647	1,919	1,907	1,857
0,004	0,008	—	—	0,001	0,016	0,025
0,065	0,067	1,308	1,298	0,081	0,093	0,143
0,012	0,080			0,035	0,139	0,161
0,001	0,001	—	—	0,001	—	—
0,794	0,347	0,002	0,002	0,656	0,319	0,301
0,023	0,009	—	—	0,011	0,004	0,005
1,174	0,653	—	—	1,291	0,639	0,620
0,020	0,851	0,303	0,310	0,021	0,769	0,768
0,001	0,068	0,577	0,408	0,005	0,146	0,170
		0,226	0,481		0,001	
4,026	4,019	5,082	5,148	4,023	4,025	4,050
40,34	34,70	—	—	33,69	33,30	32,68
1,67	56,58	—	—	1,60	54,62	55,33
1,01	45,97	—	—	1,07	44,53	45,47
39,94	35,27	—	—	65,60	37,00	36,71
59,05	18,74	—	—	33,33	18,47	17,82
—	8	—	—	13,9	13,9	16,10

представлен омфацил-авгитом, а в парагенезисе III — омфацилтом в ассоциации с алюмо-бронзитом. Состав этих минералов ближе всего к пироксенам основных пород гранулитовой фации, и прежде всего к двум парагенетическим типам — двупироксеновым гнейсам и чарнокитам (рис. 25). Однако пироксены изученных ксенолитов отличаются меньшей железистостью и меньшим содержанием Са, в то время как концентрации  $Al^{VI}$  и Na в них, особенно в парагенезисе II, значительно больше.

Парагенезис двух пироксенов данного состава со средним, основным плагиоклазом и калишпатом является критическим в фации двупироксеновых гнейсов, или гранулитовой, и широко распространен среди гранулитовых комплексов земного шара [Добрецов и др., 1974]. Наличие в ксенолитах вулкана Шаварын-Царам критического парагенезиса I и состав образующих его минералов позволяют рассматривать их в качестве типичных представителей гранулитовой фации. Единичный реликтовый критический парагенезис отмечен в цэском мегакомплексе.

Высокотемпературные парагенезисы толщи С (зона III) [Кебезинкас, 1977], так же как и многочисленные двупироксеновые (но без калиевого полевого шпата!) и шпиль-силлиманит-кордиеритовые ассоциации, закартированные в виде будин, тектонических пластин среди пород верхнеархейского (моренского) структурно-вещественного комплекса, а также в виде провесов кровли и крупных ксенолитов среди гранитов,

в районе северного склона хребта Хан-Хухэй, сомонов Цэл и Цогт, возможно, являются реликтами описанных гранулитов, не сохранившими критических парагенезисов, и принадлежат наиболее древнему, эрзинскому (I), структурно-вещественному комплексу. Парагенетический анализ позволяет отнести их к фации двупироксеновых гнейсов (или гранулитовой) умеренных давлений.

### Гранулитовая и амфиболитовая фации

Метаморфизму гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма подвергнуты в основном формации моренского (II) комплекса дорифейского сиалического фундамента. Впервые для Монголии породы, метаморфизованные в условиях этих фаций, были описаны нами в качестве зон II и III (толща С) в единой метаморфической зональности с более молодыми толщами хребта Хан-Хухэй, хотя уже тогда мы не исключали наличия в метаморфических образованиях этого района по меньшей мере трех этапов регионального метаморфизма [Кеpezинскas, 1977]. По комплексу геологических и петрологических данных толщу С мы сопоставляли с верхними частями архейского разреза Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы, классифицируемого как эталон максимальных ступеней амфиболитовой фации, переходящей в гранулитозую. Более точно дать возрастную привязку из-за отсутствия абсолютных датировок трудно и на сегодняшний день, однако с учетом структурного картирования этих образований, выполненного сотрудниками ИГиГД, и на основе собственных исследований, описанных ниже, мы рассматриваем толщу С (зона II + III) северного склона хребта Хан-Хухэй в составе моренского (II) комплекса.

Образования моренского уровня (II) распространены тоже практически во всех блоках докембрия региона. По методике выделения деформационных циклов моренский (байдарагинский) цикл закартирован в Байдарагинском выступе Баян-Хонгорской зоны, в Гоби-Алтайском выступе и в районах сомонов Цэл и Цогт [Митрофанов и др., 1981].

Необходимо особо подчеркнуть, что среди тоналитовых гранито-гнейсов, мигматитов и гранатовых амфиболитов моренского (II) цикла в районе Хабчигин-булак (хребет Дариби) закартирован отдельный выход эклогитоподобных пород. На этом основании эклогитоподобные породы и железомагнезиальные эклогиты, обнаруженные нами в пирокластике вулкана Шаварын-Царам [Кеpezинскas, 1979], мы также сопоставляем с образованиями рассматриваемого структурно-вещественного комплекса и приводим его описание в этом разделе.

Для регионального метаморфизма пород II комплекса установлена неоднородность как по температуре, так и по давлению. В породах моренского (II) комплекса Южной Тувы установлены парагенезисы дистен-гранат-биотит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. К югу, на территории Монголии, этот же метаморфизм происходил в *PT*-условиях гранулитовой фации (Байдарагинский выступ), что определяется присутствием парагенезиса гранат + моноклинный пироксен + гиперстен + бурая роговая обманка + плагиоклаз (№ 38–45) + кварц [Митрофанов и др., 1981]. Но самая яркая неоднородность *P*, *T* и особенно  $P_{H_2O}$  отмечена нами в пределах северного склона хребта Хан-Хухэй [Кеpezинскas и др., 1972, 1977], что требует обоснования, приведенного ниже.

**Особенности термобарометрии мигматитов.** Основой для минералогической термобарометрии высокотемпературных метapelитов являются гранат-кордиеритовые и гранат-биотитовые ассоциации. Практически все попытки детализации *PT*-оценок их образования сводятся к использованию либо гранат-биотитового термометра Л.Л. Перчука [1970], либо к определению субфаций глубинности по железистости граната в ассоциации Гр + Кд + Сил + Кв, либо к определению температурных субфаций по альтернативным парагенезисам Сил + Би + Кв или Гр + Кд + Орт, а также Би + Кв или Гр + Кд + + Гип + Орт [Володичев, 1975; Маракушев, 1965; и др.].

Эти методы (по отдельности или в комбинации) хорошо фиксируют *PT*-различия больших масштабов. В тех случаях, когда различия *PT*-условий не слишком велики, заключения, сделанные на их основе, видимо, не всегда будут верны из-за ряда осложняющих факторов.

Априори нельзя ограничить возможность применения каждого из названных методов. Устойчивость результатов, полученных по ним, можно оценить только на конкретных

Таблица 15

**Наиболее распространенные и характерные ассоциации метаморфических пород  
моренского комплекса северного склона хребта Хан-Хухэй**

Толща, район	Фация метаморфизма	Порода	Ассоциация
Толща С, верховья р. Барун-Туру-Гол	Гранулитовая и амфиболитовая переменного давления	Гнейсы и гранито-гнейсы с единичными прослоями кальцифилов; обилие тел мигматитов, автохтонных гранитов и пегматитов	Кпш + Кд + Би + Гр + Сил + Шп; Гр <sub>88</sub> + Гип + Би; Са + Гр + МП <sub>8</sub> + Сф + Скап + Ка; Кпш + Гр + Би + Сил + Анд; Кпш + Би + Гр + Кд + Анд; Кпш + Би + Гр + Кд + Сил; Кпш + Би + Гр + Кд; Би + Гр + Кд + Сил; Би + Гр + Кд + Анд; Би + Гр + Кд
Толща С, район Турун- сомо- на		Гнейсы и сланцы; возрастает роль кремнистого и карбонатного материала	Кпш + Би + Гр + Сил; Кпш + Би + Гр; Кпш + Сил

Примечание. Во всех ассоциациях присутствуют Кв и Пл.

природных объектах. Удачным в этом отношении оказался гранито-гнейсовый комплекс хребта Хан-Хухэй.

Мигматитовый комплекс существенно метapelитового состава слагает на северном склоне хребта Хан-Хухэй участок площадью не менее 600 км<sup>2</sup> [Кеpezинскas и др., 1972]. Возраст толщи предполагается архейским по аналогии со схожими породами верхней части шарыжалгайской серии Сибирской платформы. Минеральные ассоциации отвечают высокотемпературным ступеням амфиболитовой и низкотемпературным ступеням гранулитовой фаций [Добрецов и др., 1972; Кеpezинскas, 1977].

В пределах этой мигматитовой площади выбран участок (12 X 10 км), характеризующийся однородным геологическим строением. Зоны диафоритов не прослеживаются. На этом участке отобрано свыше 30 проб по двум взаимно перпендикулярным разрезам. Результаты анализов минералов из них даны в табл. 16. Предпочтение отдавалось многоминеральным ассоциациям, для которых ввиду их малой вариантности гранат-биотитовый термометр [Перчук, 1970] дает хотя и заведомо заниженные, но наиболее надежные цифры. Для большинства приведенных минералов специально исследовали степень неоднородности их по составу в пределах отдельных монокристаллов. Установлено, что во всех случаях ядра и края зерен по составу тождественны. Это можно рассматривать как дополнительное подтверждение отсутствия полиметаморфизма на данном участке [Кеpezинскas, 1977].

Среди образцов, содержащих парагенезис Кв + Гр + Кд + Сил и (или) Анд, железистость граната варьирует от 66,2 до 86,6 ат.%. Гранат-биотитовый термометр Л.Л. Перчука также дает разброс температур до 120° (рис. 26). Причем вариации обеих величин не подчиняются какой-либо пространственной закономерности.

По А.А. Маракушеву [1965], это охватывает почти целиком 3 из 5 выделенных им субфаций глубинности. Если использовать диагностику О.И. Володичева [1975], то по химизму минералов в ассоциации Кв + Кпш + Гр + Би + Сил + Кд приходится предполагать колебание давлений от 6 до 9 кбар, а температур — от 690 до 730°С. Почти такие же интервалы получены по диаграммам В.А. Глебовицкого [1976]:  $P$  — 5–8 кбар и  $T$  — 720°–800°С.

Приведенные выше фактические данные плохо увязываются с общепринятыми трактовками данных минералогической термобарометрии и требуют дополнительного контроля. Для этого мы сопоставили их с аналогичными примерами, описанными в литературе, а также использовали сводку всех современных данных по химизму минералов в аналогичных парагенезисах [Кеpezинскas и др., 1977]. Наиболее сопоставимы с нашим случаем мигматиты района озер Гананок и Опиникон в Гренвилльской провинции в Канаде, где на трех небольших соседних участках (не более 10 X 15 км каждый) охарактере-

Т а б л и ц а 16

Состав минералов (мас.%) из моренского комплекса (II) северного склона хребта Хан-Хухэй

Компоненты	Пл + Сил + Кд + Шп		Пл + Сил + Кд			
	1	2	3	4	5	6
			Гранаты			
SiO <sub>2</sub>	37,75	38,52	38,01	37,99	37,63	39,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,25	21,71	21,16	21,21	21,15	21,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—
FeO	33,30	28,87	32,80	32,29	33,68	33,79
MnO	1,00	0,86	0,79	1,00	1,38	1,22
MgO	5,36	8,50	5,91	5,97	4,72	4,54
CaO	1,07	0,88	1,03	1,08	1,32	1,22
С у м м а	99,73	99,34	99,70	99,48	99,64	101,01
F	78,20	66,20	76,1	75,80	80,70	81,20
			Биотиты			
SiO <sub>2</sub>	34,73	35,60	35,84	36,29	35,87	35,19
TiO <sub>2</sub>	4,40	5,52	4,46	4,17	3,92	4,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—
FeO	19,56	16,69	18,19	17,55	21,21	19,72
MgO	9,25	11,83	8,88	9,06	7,46	9,56
K <sub>2</sub> O	9,64	9,64	9,44	9,65	9,62	9,44
F	54,30	44,20	53,50	52,10	61,50	53,70
K <sub>D</sub>	3,02	2,47	2,77	2,88	2,62	3,73
			Кордиериты			
SiO <sub>2</sub>	48,19	—	—	—	—	47,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,65	—	—	—	31,40	31,89
ΣFeO	6,70	—	—	—	9,11	7,22
MgO	8,81	—	—	—	7,42	8,77
F	29,90	—	—	—	40,80	31,60

П р и м е ч а н и е. Образцы: 1 — 70-12/11; 2 — 70-14/11; 3 — 70-11/2; 4 — 70-11/8; 5 — 70-12/8; 6 — 70-15/9; 7 — 70-15/10; 8 — 70-16/9; 9 — 70-16/13; 10 — 82-17/1; 11 — 82-17/2; 12 — 82-17/3; 13 — 82-17/5; 14 — 82-17/6; 15 — 82-17/18; 16 — 82-12/7; 17 — 82-11/18; 18 — 82-21/4; 19 — 82-11/2; 20 — 82-21/3; 21 — 82-11/1; 22 — 82-11/12; 23 — 82-12/5; 24 — 82-12/16; 25 — 82-12/22; 26 — 82-12/25; 27 — 82-16/14.

ризован химизм минералов для ассоциации Кв + Пл + Кпш + А + Гр + Би + Кд + Шп [Wynne-Edwards, Hay, 1963; Reinhardt, 1968; Currie, 1971]. Установлены также существенные вариации составов гранатов и биотитов (железистость граната в одном случае варьирует от 70 до 74 ат.%, в другом — от 64 до 78 и в третьем — от 65 до 75 ат.%; железистость биотита соответственно изменяется в пределах 52–60, 36–52 и 50–57 ат.%) .

В мигматитах Сутамского района Алданского щита [Шкодзинский, 1976] на удалении не более 1 км друг от друга также встречены парагенезисы Кв + Орт + Пл + Сил + Гип + Би + Гр и Кв + Орт + Сил + Кд + Би + Гр с железистостью граната 52 и 74 ат.%.

Казалось бы, наиболее естественным объяснением этих изменений составов минералов могло бы быть влияние дополнительных компонентов, в первую очередь Mn, Ti, Ca. Однако из такого предположения вытекает, что железистость граната и значения коэффициентов распределения Mg и Fe между гранатом и биотитом ( $K_D$ ) должны определенным образом коррелироваться с содержаниями названных дополнительных компонентов в минералах. В частности, если объяснять вариацию железистости граната в ассоциации Кв + Гр + Кд + А различной активностью MnO, то придется обязательно предположить отрицательную корреляцию между железистостью и содержанием MnO в гранате. Увеличение активности MnO может только расширить поле возможных составов граната в область малых значений железистости. Аналогичным об-



## Пл + Сил + Кд

7	8	9	10	11	12	13
Гранаты						
37,96	37,50	38,00	36,92	37,51	37,10	37,92
20,89	20,80	20,80	20,79	21,01	20,82	21,01
—	0,51	2,62	—	—	3,92	—
33,71	33,28	30,80	32,84	34,72	30,65	33,74
1,37	2,06	2,15	3,34	1,96	2,58	1,62
4,74	4,51	5,17	3,15	3,30	4,04	4,37
1,11	1,11	0,95	0,95	1,00	1,11	0,92
99,89	99,87	100,65	97,99	99,50	100,22	99,58
80,60	81,60	79,30	86,60	86,20	83,60	82,00
Биотиты						
34,89	34,72	34,50	35,23	34,40	34,00	34,34
4,22	4,48	4,48	3,39	3,81	3,90	3,74
—	2,77	3,56	—	—	2,40	—
20,13	18,39	18,00	20,98	21,45	19,55	21,73
9,18	8,70	8,79	8,35	7,57	8,26	8,01
9,64	9,00	9,06	9,36	9,65	8,82	9,41
55,20	57,50	67,50	58,60	61,40	59,70	60,40
3,37	3,29	2,83	4,57	3,93	3,44	2,99
Кордиериты						
47,62	47,88	—	—	47,69	—	—
31,85	—	—	—	31,62	—	—
7,40	—	—	—	9,65	—	—
8,53	—	—	—	7,18	—	—
32,80	—	—	—	43,40	—	—

№ 8, 9, 19–27 – данные химических анализов, остальные – рентгеноспектральных. Дополнительные анализы гранатов, использованные для построения рис. 27, приведены в работе [Кеpezинскas, Хлестов, 1971].

разом должно сказываться и содержание СаО. Если для ассоциации Кв + Пл + Кпш + А + Гр + Би + Кд связывать вариацию  $K_D$  с содержанием Ti в биотите, то между ними приходится предполагать отрицательную корреляцию.

Однако проверка на фактическом материале показывает отсутствие ожидаемых для таких случаев корреляций [Кеpezинскas и др., 1977]. Более того, для Mn вместо отрицательной связи, которую следовало бы предполагать, наблюдается слабая, но значимая положительная корреляция ( $r_{MnF} = 0,59$  при  $r_{01} \geq 0,59$ ). Таким образом, предположение о связи вариаций состава минералов с разной активностью дополнительных компонентов здесь не подтверждается.

Парагенезис Кв + Пл + Кпш + А + Гр + Би + Кд в семикомпонентной системе  $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-Na_2O-H_2O$ , описывающей метапелиты, при наличии флюидной фазы является моновариантным.

На основе 80 пар анализов гранатов и биотитов построен график корреляции железистости этих двух минералов. Положительная связь их отчетлива, но далека от моновариантной, т.е. точки составов не ложатся строго на какую-то одну кривую, а имеют разброс до  $\pm 10-12\%$  по  $F$  гранатов (рис. 27). Причем этот разброс намного больше аналитических ошибок. Для проверки влияния дополнительных компонентов (Mn, Ca, Ti и др.) исследованы корреляции их содержаний с "отклонением от моновариантности". В качестве меры этого отклонения взята величина  $\Delta F = 36,78 + 0,7867F_{Би}$  –

Таблица 16 (окончание)

Компонент	Пл + Сил + Кд		Пл + Анд + + Сил + Кд	Пл + Анд + Кд			
	14	15		17	18	19	20
Гранаты							
SiO <sub>2</sub>	37,62	37,30	37,50	38,20	37,92	37,80	38,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,01	20,82	20,93	21,29	21,23	21,05	21,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	1,58	—	1,36	0,43
FeO	34,56	35,32	32,03	28,64	33,40	31,11	31,73
MnO	1,84	1,84	1,63	1,67	0,99	1,72	1,60
MgO	3,80	3,31	5,31	7,40	5,61	5,51	5,84
CaO	0,96	1,16	1,07	1,11	1,03	1,23	1,11
С у м м а	99,78	99,75	98,47	99,88	100,18	99,78	100,06
F	84,30	86,30	78,00	70,60	77,50	77,60	76,40
Биотиты							
SiO <sub>2</sub>	34,44	34,27	37,44	35,60	35,11	35,84	34,96
TiO <sub>2</sub>	3,64	3,06	3,97	3,80	5,32	4,12	3,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,64	—	1,44	0,84
FeO	21,79	21,13	14,57	15,09	19,63	15,48	17,60
MgO	7,78	7,38	1,12	12,94	8,91	12,69	11,01
K <sub>2</sub> O	9,38	9,38	9,56	8,44	9,60	8,74	8,24
F	61,20	61,70	40,30	38,70	55,30	42,60	48,40
K <sub>D</sub>	3,41	3,91	5,26	3,81	2,78	4,67	3,45
Кордиериты							
SiO <sub>2</sub>	47,95	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,86	—	—	—	—	—	—
ΣFeO	9,06	—	—	—	—	—	—
MgO	7,54	—	—	—	—	—	—
F	40,70	—	—	—	—	—	—

—  $F_{Гр}$ . Последняя представляет собой отклонение железистости от линии суммарной регрессии (рис. 27). Например,  $\Delta F$  точки 1 равна расстоянию 1 — 1'. Первые два члена в правой части формулы отвечают линейному уравнению регрессии  $F_{Гр} = f(F_{Би})$ , рассчитанному по всем восьмидесяти парам анализов.

Эта регрессия в принципе должна соответствовать моновариантной зависимости при средних содержаниях малых компонентов ("условно-моновариантной" зависимости). Если отклонения от моновариантности целиком обусловлены колебаниями этих компонентов, то  $\Delta F$  должна быть их однозначной функцией.

Оказалось, что  $\Delta F$  слабо связана с содержанием дополнительных компонентов, причем лишь для Ti в биотите и Ca в гранате соответствующие корреляции значимы ( $r_{\Delta F-TiO_2} = 0,36, r_{01} \geq 0,33$ ;  $r_{\Delta F-CaO_{Гр}} = 0,40, r_{01} \geq 0,31$ ). Однако обе связи слабые, и регрессия  $\Delta F = f(Ti_{Би}, Ca_{Гр}, Mn_{Гр}, Fe^{3+}/Fe_{Гр}^{2+})$  далека от однозначной функциональной зависимости. Таким образом, малые компоненты не объясняют целиком разброс точек.

Вдоль моновариантной  $PT$ -линии железистость каждого минерала меняется монотонно. Упомянутая выше ассоциация, включающая силлиманит, в идеальном случае должна бы иметь железистость граната (или биотита) иную, чем если бы она включала андалузит. Установлено, что для среднетемпературных моновариантных парагенезисов метapelитов фактически наблюдаемые перекрытия железистости для ассоциаций с различными полиморфами не превышают 4—5 ат.% [Кебезинская, Хлестов, 1974].

Однако для рассматриваемого парагенезиса аналогичные перекрытия гораздо больше. Например, для граната с силлиманитом железистость колеблется в интервале 56—92 ат.%, а с андалузитом — 68—92 ат.%. Это заставляет предполагать, что для указанной

Пл						
21	22	23	24	25	26	27
Гранаты						
38,60	38,60	38,15	38,80	39,00	37,60	37,80
21,52	21,29	21,29	21,05	21,90	21,42	21,52
0,46	0,40	1,77	2,10	Не обн.	1,19	2,33
29,80	30,03	28,79	28,17	30,42	30,58	29,87
1,54	1,11	2,64	1,62	1,36	2,20	1,74
6,94	7,72	4,98	6,27	6,69	4,59	6,11
1,11	1,11	2,47	1,48	1,11	1,36	1,11
99,97	100,26	100,09	99,49	100,48	98,94	100,48
72,00	69,60	78,80	73,90	72,70	80,50	75,60
Биотиты						
35,52	37,08	34,44	36,00	35,04	34,68	35,08
3,80	3,80	3,20	4,96	3,32	3,60	3,12
0,55	1,74	4,23	1,46	2,41	1,68	3,08
17,22	12,68	16,45	16,64	15,87	19,06	16,84
11,54	14,92	9,94	10,48	12,00	8,52	10,39
8,94	9,94	9,15	8,50	8,90	8,60	9,26
46,30	34,90	53,40	49,10	45,80	57,70	51,50
2,98	4,27	3,24	2,94	3,15	3,03	2,92

выше ассоциации температура существенно варьирует независимо от давления. В то же время такое расширение  $PT$ -поля устойчивости нельзя объяснить вариациями активностей дополнительных компонентов. Приведенные выше данные можно дополнить тем, что концентрации Ti, Mn, Ca и Fe<sup>3+</sup> в минералах из андалузитсодержащих парагенезисов не обнаруживают никаких систематических смещений относительно силлиманитсодержащих.

Предлагается следующая трактовка фактов. Наиболее естественным объяснением большого расширения  $PT$ -поля устойчивости рассматриваемого парагенезиса становится вариация  $r_{H_2O} = P_{H_2O} : P_{общ}$ . С этим хорошо согласуются большой разброс величин распределения Fe и Mg между гранатами и биотитами при одних и тех же железистостях гранатов, а также широкие изменения содержания H<sub>2</sub>O в биотитах, которые для силлиманитсодержащих образцов, например, колеблются в интервале от 2,2 до 4,5 вес. %.

В принципе если отвлечься от дополнительных компонентов, то ассоциацию Kв+Пл+Кпш+А+Би+Гр+Кд при допущении возможности независимых вариаций  $P_{H_2O}$  следует рассматривать как дивариантную. Каждой точке ее реального  $PT$ -поля отвечают вполне определенные величины концентраций компонентов в любом из минералов. На рис. 28 нами предпринята попытка показать графически эти соотношения, чтобы проверить, можно ли увязать все имеющиеся в нашем распоряжении данные в пределах единой схемы такого рода. В  $PT$ -координатах дана предполагаемая конфигурация изолиний железистости граната, коэффициентов распределения железа между гранатом и биотитом и содержания воды в биотите в связи с долей воды во флюиде. Все фактические данные укладываются в эту схему.

Анализируя с помощью этой диаграммы подробно изученные примеры, неизбежно

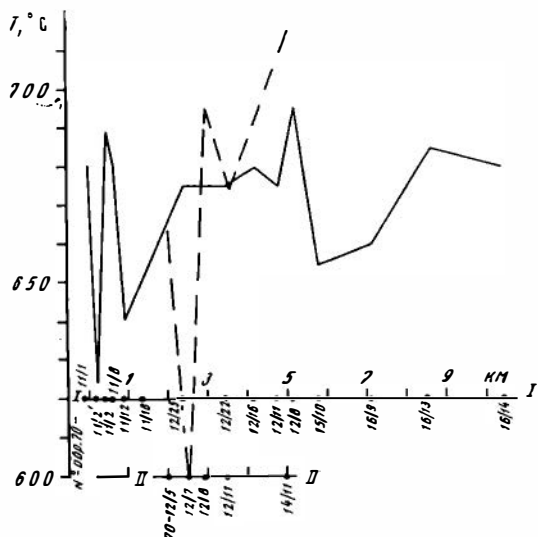


Рис. 26. Показания гранат-биотитового термометра [Перчук, 1973] вдоль разрезов I—I и II—II в породах моренского (III) комплекса хребта Хан-Хухэй

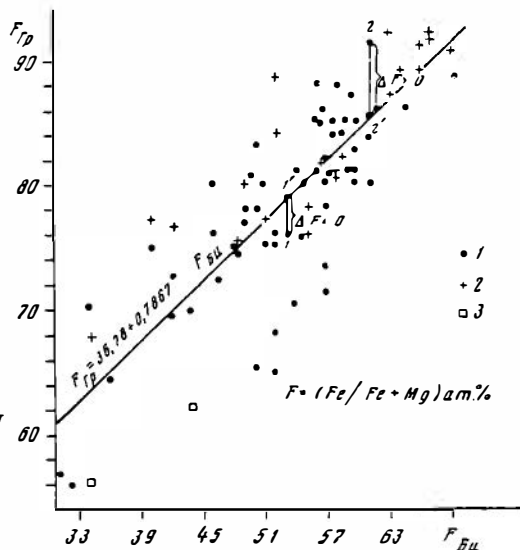


Рис. 27. Соотношение железистостей граната и биотита для ассоциации  $Kв \pm Пл + Кпш + Gr + Би + Кд \pm Шп +$  дополнительные фазы Сил (1), Анд + Сил (2) или Сил + Гип (3)

приходим к выводу, что в пределах ограниченного района и при одноактном метаморфизме конечная кристаллизация минералов отдельных участков толщи происходила не только при различных  $\eta_{H_2O}$ , но и при нетождественных  $P$ - $T$ -условиях.

В частности, для мигматитов хребта Хан-Хухэй легко проследить, что при аналогичных железистостях граната андалузитсодержащие образцы имеют более высокие  $K_D$ , чем силлиманитсодержащие. При сопоставимых давлениях они оказываются более низкотемпературными, что хорошо согласуется и со сменой силлиманита на андалузит. Подобную же картину можно заметить и для района Опиникон-Лейк [Currie, 1971]. Эти данные свидетельствуют о том, что для мигматитовых толщ с геологически однородным метаморфизмом заключительные этапы кристаллизации могут быть несинхронными даже на сближенных участках. Наблюдаемые здесь парагенезисы должны отвечать стадии разобщения связанной системы пор, заполненных флюидом, на соответствующем участке. Неоднородное распределение анатектических выплавов в толще, а также неравномерное распределение минералов, которые могут гидратироваться, приводят к тому, что даже на соседних участках разобщение системы пор происходит несинхронно и отвечает разным масштабам регрессивного спада температур. Соответственно и наблюдаемые здесь парагенезисы характеризуют разные моменты кристаллизации и  $P$ - $T$ -условия.

Отмеченная выше пестрота геологически однородных мигматитовых толщ в отношении  $P$ ,  $T$  и особенно  $\eta_{H_2O}$  в момент конечной метаморфической кристаллизации является серьезным препятствием для фронтальных восходящих потоков флюида из мантии, которые неизбежно должны были бы нивелировать условия метаморфизма. Приведенные выше петрологические материалы явно говорят в пользу "самобуферирования" толщ и, более того, отдельных их участков относительно флюидного режима при метаморфизме.

Попытка объяснить наблюдаемую пестроту распределений  $P$ ,  $T$  и  $\eta_{H_2O}$  различной проницаемостью толщ для мантийных потоков оказывается безуспешной, поскольку при этом нельзя объяснить одновременное существование значительных локальных градиентов для каждого из параметров.

Не дает возможности связать вариации железистости и показания термометра с проявлениями разных этапов метаморфизма и тот факт, что они образуют непрерывный ряд значений от минимальных до максимальных, а при наличии такой связи они должны

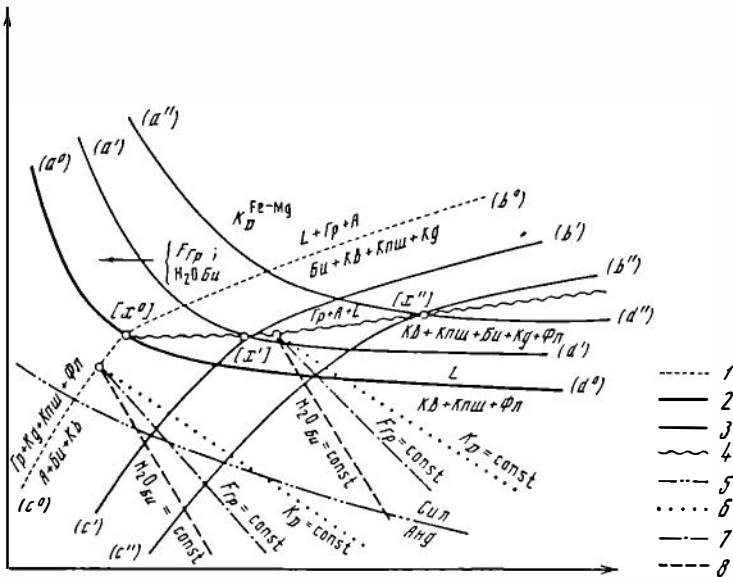


Рис. 28. Схема парагенетических соотношений для дивариантной ассоциации  $Kв+Кпш+A+Gr+Kд+Би+флюид$  переменного состава (в системе с одним дополнительным летучим компонентом, помимо воды)

1 — граница поля устойчивости для  $Kв+Кпш+A+Gr+Kд+Би$ ; 2 — линия солидуса; 3 — линия условно-моновариантных равновесий при  $\eta_{H_2O} = const: [x^0]$ , ( $a^0$ ) и т.д. отвечают  $\eta = 1$ , тогда как  $\eta' < \eta < 1$ ; 4 — "истинно моновариантная" линия равновесия с расплавом и флюидом одновременно; 5 — граница поля устойчивости полиморфов  $Al_2SiO_5$ ; 6-8 — условно-моновариантные линии с:  $Kд = const$  (6);  $F_{Gr} = const$  (7);  $H_2O_{Би} = const$  (8). Стрелка указывает направление возрастания величин. А — полиморфные модификации  $Al_2SiO_5$ , L — расплав, Фл — флюид

бы группироваться вокруг ограниченного числа максимумов. И хотя, как показано нами ранее [Кеpezинская, 1977], на северном склоне хребта Хан-Хухэй фиксируется по меньшей мере 3 этапа регионального метаморфизма, пестроту распределения P, T и особенно  $\eta_{H_2O}$  мы связываем не с наложением более поздних этапов, а с особенностями кристаллизации на регрессивной стадии одного и того же этапа.

Нами изучен также режим  $CO_2$  в процессе высокотемпературного метаморфизма на примере рассмотренного выше мигматитового комплекса моренского уровня (II) по другой методике [Кеpezинская и др., 1981], которая включала анализ температур гомогенизации и определение удельных объемов газовой-жидких включений в кварцах и гранатах из гнейсов и кальцифиров, расположенных в непосредственной близости друг от друга.

Исследования показали (табл. 17), что в минералах изученных пород преимущественно распространены метаморфогенные однофазовые включения жидкой  $CO_2$ , температуры гомогенизации которых в кварцах и гранатах гнейсов находятся в интервале от 0° до +18° C ( $V_{уд. CO_2} = 1,08 \div 1,26 \text{ см}^3/\text{г}$ ). В то же время для углекислых включений в кварце кальцифиров, образующих малоомощные (первые метры) линзы и прослои в гнейсах, характерны значительно более низкие температуры гомогенизации (от -46° до -22° C) и соответственно  $V_{уд. CO_2} = 0,877 \div 0,96 \text{ см}^3/\text{г}$ .

Давление флюида при метаморфизме описанных пород, оцененное на основании измеренных удельных объемов  $CO_2$  в метаморфогенных включениях и температур метаморфизма в гнейсах по гранат-биотитовому геотермометру Л.Л. Перчука, по-видимому, достигало 3,5-4,8 кбар, а для такого же интервала температур в кальцифиров — 7,0-7,5 кбар. Эти данные однозначно указывают на резкое изменение градиента  $P_{CO_2}$  вблизи источника его выделения в процессе высокотемпературного регионального метаморфизма, что свидетельствует в пользу местного (не мантийного) происхождения большей части флюида.

Таким образом, материалы парагенетического анализа и исследований индивидуаль-

Таблица 17

Оценка состава и давления флюида ( $P_{\text{фл}}$ ) по удельным объемам  $\text{CO}_2$  индивидуальных включений в кварце и гранате пород хребта Хан-Хухэй

№ обр.	Ассоциация	Температура го-могенизаций, °С	Удельный объем $\text{CO}_2$ , см <sup>3</sup> /г	Давление флюида, кбар (при температуре метаморфизации 700 °С)
70-16/13	Кв+Пл+Кпш+Би+Гр+ +Сил+Кд	0... + 5	1,08–1,11	4,8–4,5
70-17/5	"	0... + 5	1,08–1,11	4,8–4,5
70-17/18	"	+5... + 18	1,11–1,26	4,5–3,5
70-17/18	"	0... + 18	1,08–1,26	4,8–3,5
70-17/1	"	0... + 10	1,08–1,16	4,8–4,0
70-12/7	Кв+Пл+Кпш+Би+Гр+ +Кд+Сил+Анд	+5... + 16	1,11–1,22	4,5–3,5
70-17/12-1	Кв+Гр+Пкс+Сф+Ка+ +Скап	–46... –24	0,877–0,952	7,5–7,0
70-17/12-2	"	–40... –22	0,894–0,96	7,5–7,0

Примечание. Минералы: обр. № 70-17/18 и 70-12/7 – гранат, остальные – кварц; породы: обр. № 70-17/12-1 и 70-17/12-2 – кальцифиры, остальные – гнейсы.

ных первичных метаморфогенных включений жидкой  $\text{CO}_2$  в метаморфическом комплексе хребта Хан-Хухэй и сводка опубликованных данных позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Для ассоциации Кв+Пл+Кпш+ $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ +Гр+Кд+Би характеристики химизма граната, биотита и кордиерита в природных образцах обнаруживают существенные отклонения от моновариантных соотношений независимо от вариаций активностей малых компонентов ( $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  и др.). Это приводит к выводу, что кристаллизация таких пород в разных случаях идет не только при различных  $PT$ -условиях, но и при неодинаковой насыщенности флюида  $\text{H}_2\text{O}$ .

2. Гранито-гнейсы и мигматиты моренского (II) комплекса хребта Хан-Хухэй и ряд примеров геологически неоднородных полей мигматитов других районов мира отвечают условиям гранулитовой и амфиболитовой фаций. Для них установлено, что конечная метаморфическая кристаллизация даже на сближенных участках фиксирует различные  $P$ ,  $T$  и  $\eta_{\text{H}_2\text{O}}$ . При этом пространственная картина распределения этих величин не обнаруживает отчетливых закономерностей, в то время как разброс значений даже для небольших районов (10 X 15 км и меньше) достигает по температуре 100 °С, а по давлению – 2–3 кбар. Отмечается положительная корреляция между величинами  $P$ ,  $T$  и  $\eta_{\text{H}_2\text{O}}$ , хотя их связь далека от функциональной.

3. Показано, что все фактические данные по рассматриваемому парагенезису можно увязать в единую схему процесса метаморфической кристаллизации мигматитов на ранней регрессивной стадии, если предположить, что конечное формирование наблюдаемых ассоциаций отвечает моменту разобщения единой связанной системы пор, заполненных флюидом, на соответствующем участке. В силу неоднородности распределения анатектических выплавов и минералов, способных гидратироваться, этот процесс осуществляется на разных соседних участках несинхронно. Поэтому конечная метаморфическая кристаллизация, хотя и связана с одной и той же стадией метаморфизма, фиксирует различные  $P$ ,  $T$  и  $\eta_{\text{H}_2\text{O}}$ . Наблюдаемая картина не согласуется с бесфлюидной моделью образования мигматитов. Фактические данные можно объяснить, только предположив обязательное присутствие флюида переменного состава.

4. Пестрота пространственной картины распределения значений  $P$ ,  $T$  и  $\eta_{\text{H}_2\text{O}}$  при конечной кристаллизации мигматитов свидетельствует об отсутствии фронтальных восходящих потоков флюидов из мантии. Этот вывод подтверждается большим количеством независимых данных, полученных разными исследователями в результате изучения других объектов с использованием иной методики.

## Эклогиты и эклогитоподобные породы

Они известны лишь в ксенолитах вулкана Шаварын-Царам и единичных выходах тоналитовых гранито-гнейсов, мигматитов и гранатовых амфиболитов моренского (II) комплекса в районе Хацабиин-худук, Дариби и в Баян-Хонгорской зоне. Поэтому эти образования рассмотрены в данном разделе. Однако геологическое положение пород из Баян-Хонгорской зоны и их принадлежность к породам эклогитовой фации, как будет показано ниже, весьма неопределенны. Еще большая неопределенность существует в отношении принадлежности к обсуждаемым структурно-вещественным комплексам эклогитов и эклогитоподобных пород из ксенолитов вулкана Шаварын-Царам. Следовательно, описание рассматриваемых пород в данном разделе и сопоставление их с моренским возрастным уровнем являются в значительной степени условными.

Несмотря на наличие большого числа петрографических и экспериментальных работ, проблема генезиса эклогитов остается во многом дискуссионной. Не задаваясь целью ответить на все вопросы, укажем лишь, что эклогиты играют большую роль в определении *PT*-условий и состава земной коры и верхней мантии, поскольку они встречаются в ассоциации с разнообразными породами, включая гипербазиты, дистен-сланцевые и дистен-гнейсовые комплексы, глаукофановые сланцы и т. д.

Поскольку главными минералами эклогитов и эклогитоподобных пород являются гранат и клинопироксен, то важно отметить конкретные признаки их состава, характерные для эклогитовой фации. Детальное рассмотрение состава минералов метаморфических пород позволяет принять в качестве главных следующие признаки [Добрецов и др., 1974]: присутствие либо граната с  $f = 45$  ат.%, либо клинопироксена с содержанием жадеитового компонента не менее 25% (при наличии хотя бы одного из этих признаков можно определенно говорить, что мы имеем типичные эклогиты). Если оба эти признака отсутствуют, то условия образования породы остаются неопределенными, так как и более железистые гранаты, и бедные Na пироксены, образование которых возможно при более низких давлениях, остаются устойчивыми и в области высоких давлений и могут образоваться здесь в породах соответствующего химического состава.

Отметим также, что присутствие некоторого количества плагиоклаза не является совершенно однозначным признаком для того, чтобы породы не относить к эклогитовой фации, так как граница полного разложения плагиоклаза лежит на диаграмме несколько правее границы эклогитовой фации при указанных выше составах породообразующих минералов. Однако в большинстве случаев плагиоклазсодержащие породы относятся к переходной области, и лучше называть их плагиоклазсодержащими эклогитоподобными породами.

**Эклогитоподобный парагенезис.** Типичные эклогитоподобные породы обнаружены пока лишь в ксенолитах вулкана Шаварын-Царам [Кепежинскас, 1979]. Состав гранатов, моноклинных пироксенов и плагиоклаза приведен в табл. 18.

Гранаты данного парагенезиса (Гр+РП+МП+Пл) характеризуются повышенной железистостью ( $f = 36$ , см. табл. 18) по сравнению с гранатами из эклогитового и лерцолитового парагенезисов. По этому параметру они сопоставимы лишь с мегакристами пироба [Кепежинскас, 1979, см. табл. 15]. В то же время содержание в них кальциевого компонента, которое некоторые исследователи [Соболев, 1974; и др.] рассматривают как четкий индикатор условий формирования, практически идентично с гранатами других парагенезисов и равно 12–13%. По этим двум характеристикам состава они сопоставимы с гранатами из пироповых перидотитов и эклогитов в пироповых перидотитах, описанных как гранаты эклогитов троктолитового типа [Добрецов и др., 1974].

Субкальциевые авгиты, ассоциирующие с описанными гранатами, представлены высокожелезистой разновидностью ( $f = 26–29$ ), которая отличается также значительным содержанием кальциевого компонента (54–57%). Клинопироксены характеризуются также повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,7 и 1,6%) и  $\text{Al}^{\text{VI}}$  (0,205 и 0,181), весьма близким к их концентрациям в диопсидах магнезиальных эклогитов ультраосновной ассоциации и в хромдиопсидах лерцолитового парагенезиса. В то же время они бесхромовые и содержат более высокие концентрации  $\text{TiO}_2$  (1,12 и 1,35 мас.%), чем хромдиопсиды лерцолитового парагенезиса. Вместе с тем от клинопироксенов из эклогитов метаморфических комплексов они отличаются повышенной железистостью,

Таблица 18

**Состав минералов (мас.%) из железомagneзиальных эклогитов  
и эклогитоподобных пород Монголии**

Компоненты	Ксенолиты вулкана Шаварын-Царам						
	Гр+РП+МП+Пл (эклогитоподобные породы)						Обр.184-75
	1			2		Гр	
	Гр	МП	Пл	МП	Гр		
SiO <sub>2</sub>	41,70	49,30	56,50	49,08	42,19	40,80	
TiO <sub>2</sub>	0,16	1,12	0,02	1,35	0,59	0,04	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,44	8,67	26,76	8,23	22,67	22,09	
FeO	15,79	7,38	0,18	8,28	15,56	12,24	
MnO	0,27	0,04	—	0,05	0,32	0,30	
MgO	15,94	11,67	—	11,11	15,59	17,39	
CaO	4,67	18,69	9,11	20,45	5,31	4,97	
Na <sub>2</sub> O	0,05	2,74	6,14	1,58	0,11	0,03	
K <sub>2</sub> O	—	—	0,42	—	—	—	
С у м м а	101,03	98,62	99,12	100,14	102,34	97,92	
Si	3,022	1,827	2,562	1,821	3,019	3,012	
Ti	0,009	0,031	0,001	0,038	0,032	0,002	
Al <sup>IV</sup>	1,917	0,173	1,429	0,179	1,912	1,922	
Al <sup>VI</sup>		0,205		0,181			
Fe <sup>2+</sup>	0,957	0,229	0,007	0,257	0,931	0,756	
Mn	0,016	0,001	—	0,001	0,019	0,019	
Mg	1,722	0,645	—	0,614	1,663	1,914	
Ca	0,363	0,742	0,442	0,813	0,408	0,393	
Na	0,007	0,167	0,539	0,113	0,015	0,005	
K	—	—	0,024	—	—	—	
С у м м а	8,014	4,051	5,005	4,018	7,999	8,026	
Fe/Fe+Mg	35,7	26,2	—	29,5	35,9	28,3	
Ca/Ca+Mg	17,4	53,5	—	57,0	19,7	17,0	
ЖДМП	—	18,60	—	14,70	—	—	

П р и м е ч а н и е. В минералах образцов 184-75 и 183-75 содержится 0,05; 0,002; 0,06 и 0,02 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> соответственно.

кальциевостью и титанистостью и пониженным содержанием жадеитовой составляющей (рис. 29).

Отмеченные особенности состава минералов эклогитоподобного плагиоклазсодержащего парагенезиса вулкана Шаварын-Царам указывают на его двойственность. Состав гранатов позволяет отнести эти породы к эклогитовой фации [Добрецов и др., 1974] и сопоставлять их с эклогитоподобными породами других метаморфических комплексов (см. рис. 29). По составу пироксенов они занимают промежуточное положение между коровыми и мантийными эклогитами (рис. 30). Но, учитывая сравнительно небольшое содержание жадеитовой составляющей в клинопироксене, логичнее предположить их принадлежность к коровым образованиям, сопоставляемым с аналогичными породами других метаморфических комплексов.

По рассмотренным характеристикам составов клинопироксены из эклогитоподобных пород (Гр+МП+Ам+Сфен) Дариби аналогичны вышеописанным. Однако содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sup>IV</sup> и TiO<sub>2</sub> в них гораздо меньше. Гранаты из пород Дариби (см. рис. 29, 31) резко отличаются по составу от гранатов из эклогитов и эклогитоподобных пород любых других геологических обстановок и попадают в поле гранатов вне эклогитовой фации.



Ксенолиты вулкана Шаварын-Царам			Отдельный выход среди пород комплекса А <sub>2</sub> в районе Хацабиин-Худук, Дариби					
МП+Гр (железomagнезиальные эклогиты)			Гр+МП+Ам+Сф (эклогитоподобные породы)					
Обр. 184-75		Обр. 183-75		Обр. 83/тк				
МП	Гр	МП	Гр <sub>1</sub>	МП <sub>1</sub>	Ам <sub>1</sub> (по МП)	Гр <sub>2</sub>	МП <sub>2</sub>	
49,50	41,16	50,20	39,09	53,14	50,71	39,10	52,37	
0,97	0,38	0,77	0,14	0,14	0,14	0,11	0,40	
7,37	21,91	7,44	21,05	3,49	5,07	21,32	3,63	
8,96	12,32	7,80	24,65	6,61	16,57	23,98	7,80	
0,27	0,30	0,14	0,44	0,04	0,17	0,00	0,06	
16,45	17,81	16,10	5,49	12,70	11,28	5,88	12,11	
15,29	5,05	15,07	9,71	21,02	12,00	9,45	21,28	
1,50	0,03	1,68	—	1,66	0,75	—	1,60	
0,01	—	—	—	—	0,18	—	0,00	
100,22	98,69	99,22	100,57	98,80	98,87	99,84	99,13	
1,812	3,017	1,846	3,023	1,977	7,519	3,027	1,975	
0,028	0,021	0,021	0,008	0,004	0,016	0,007	0,008	
0,188	0,892	0,154	1,919	0,023	0,481	1,946	0,043	
0,133		0,168		0,130				0,406
0,275	0,755	0,240	1,594	0,206	2,055	1,552	0,244	
0,009	0,019	0,004	0,029	0,001	0,021	0,000	0,002	
0,898	1,909	0,883	0,632	0,704	2,494	0,679	0,675	
0,601	0,396	0,594	0,804	0,838	1,905	0,784	0,852	
0,106	0,004	0,120	—	0,120	0,216	—	0,116	
—	—	—	—	0,00	0,033	—	—	
4,050	8,016	4,031	8,010	4,003	15,146	7,994	4,013	
23,4	28,3	21,4	71,6	22,6	45,2	69,6	26,6	
40,1	17,2	40,2	56,0	54,3	43,3	53,4	55,8	
12,0	—	14,4	—	12,5	—	—	11,6	

**Эклогитовый парагенезис.** Породы данного парагенезиса пока обнаружены только среди фрагментов глубинных ксенолитов в вулкане Шаварын-Царам. Они представляют собой биминеральные породы, сложенные гранатом и клинопироксеном (Гр+МП). Состав минералов, структурные особенности, внешний облик эклогитов и взаимоотношения с другими типами ксенолитов различны. На этом основании выделено два типа эклогитов: 1) железомagneзиальные эклогиты, представленные среди многочисленных глубинных ксенолитов индивидуальными обособленными обломками, и 2) магнезиальные эклогиты, тесно связанные с пироповыми лерцолитами, образующие с ними полосчатую породу в пределах одного обломка [Кебезинская, 1979, рис. 58]. Последние представляют явно мантийные образования, поэтому здесь мы приведем лишь минеральную характеристику железомagneзиальных эклогитов (см. табл. 18).

Они сложены темно-красным с оранжевым оттенком пиропом и черным идиоморфным субкальциевым авгитом. Размеры зерен достигают иногда 1 см. Количественно преобладает темный клинопироксен, обуславливая черный цвет эклогитов. Породы относятся к типичным эклогитам, в которых железистость граната не превышает 29.

Гранат кальциево-железистомagneзиального состава имеет железистость выше, чем в магнезиальных эклогитах, но ниже, чем в эклогитоподобном парагенезисе с плагиио-

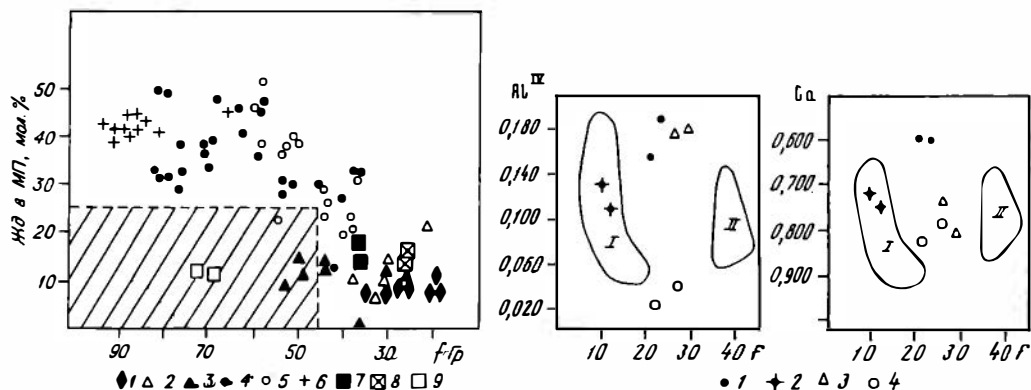


Рис. 29. Состав сосуществующих гранатов и клинопироксенов из железомagneзиальных эклогитов и эклогитоподобных пород Монголии и из аналогичных пород различных фаций земной коры и верхней мантии

1 — пироповые перидотиты; 2–6 — эклогиты из: 2 — пироповых перидотитов, 3 — серпентинитов, 4 — сланцево-гнейсовых комплексов, 5 — дистеновых эклогитов сланцево-гнейсовых комплексов, 6 — глаукофан-сланцевых комплексов [Добрецов и др., 1974]; 7 — эклогитоподобные ксенолиты вулкана Шаварын-Царам; 8 — железомagneзиальные эклогиты того же вулкана; 9 — эклогитоподобная порода Дариби. Заштрихованное поле соответствует составам пироксена и граната, возможным и вне эклогитовой фации

Рис. 30. Состав клинопироксенов из эклогитов и эклогитоподобных пород Монголии

1–3 — ксенолиты вулкана Шаварын-Царам: 1 — железомagneзиальные эклогиты, 2 — магнезиальные эклогиты, 3 — эклогитоподобные породы; 4 — эклогитоподобная порода Дариби. I и II — поля составов клинопироксенов из ультраосновных шпинельсодержащих (I) и гранулитовых (II) парагенезисов

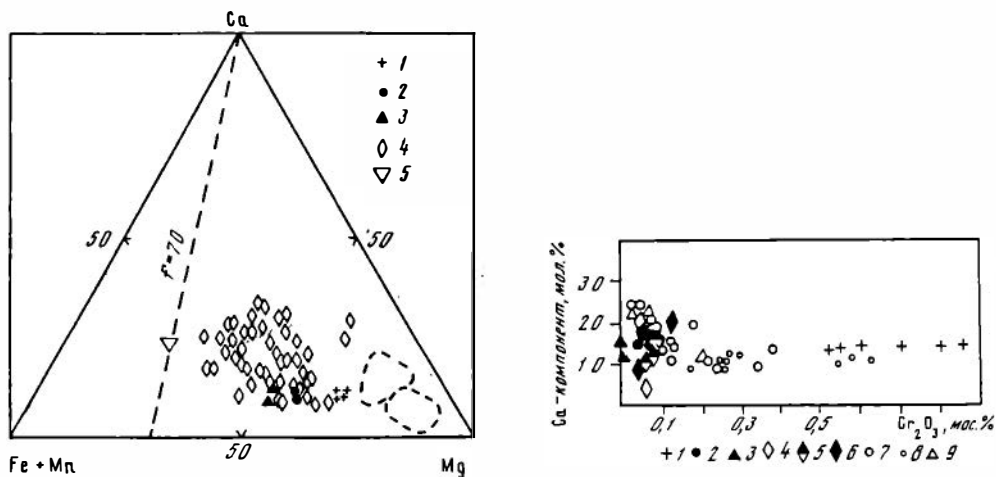


Рис. 31. Состав Ca-Mg-Fe гранатов из глубинных ксенолитов эруптивного центра Шаварын-Царам (1–3) и эклогитоподобной породы Дариби (5)

1 — из перцолитов, вебстеритов и магнезиальных эклогитов; 2 — железистомагнезиальных эклогитов; 3 — эклогитоподобных пород; 4 — ксенолитов из кимберлитовых трубок: эклогитов, алмазных эклогитов, включений в алмазах [Соболев, 1974]; 5 — эклогитоподобной породы Дариби. I — поле составов большинства гранатов из перидотитовых ксенолитов; II — поле составов магнезиальных гранатов из алмазов. Пунктирная линия с  $f = 70$  — граница между эклогитами глаукофан-сланцевых комплексов и остальными [Добрецов и др., 1974]

Рис. 32. Состав Ca-Mg-Fe гранатов из глубинных ксенолитов Хангая

1–3 — то же, что и на рис. 31; 4–9 — гранаты эклогитовых парагенезисов в кимберлитах [Соболев, 1974] из: 4 — алмазов, 5 — сростков с алмазами, 6 — алмазных эклогитов, 7 — эклогитов, 8 — вебстеритов, 9 — дистеновых эклогитов и гроспидитов

клязом (см. табл. 18, рис. 31). Такое же промежуточное положение он занимает и по содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , обнаруживая в этом отношении сходство с малохромистыми гранатами (рис. 32). Концентрация  $\text{Na}_2\text{O}$  достигает всего лишь сотых долей процента, а кальциевого компонента — 13%.

Клинопироксены черных железомagneзиальных эклогитов по железистости (21—23) приближаются к авгитам, салитам и омфацитам гранулитовых парагенезисов, но имеют чрезвычайно низкую кальциевость, которая не отмечена даже в клинопироксенах магнезиальных эклогитов и высокотемпературных двупироксеновых парагенезисов ультраосновного состава (см. табл. 18). Обращают на себя внимание также их низкая, как и в сосуществующих пиропсах, хромистость и содержание жадеита, сопоставимое с клинопироксенами эклогитов.

Таким образом, приведенный состав минералов из железомagneзиальных эклогитов позволяет классифицировать его как типичный эклогит, очень схожий с плагиоклаз-содержащими эклогитоподобными породами того же вулкана Шаварын-Царам (см. рис. 29—31). Причисляя их к коровым образованиям, сопоставимым с аналогичными породами различных метаморфических комплексов, нельзя упускать из вида и ряд минералогических особенностей, намечающих их определенное сходство с эклогитовыми парагенезисами из кимберлитов и пироповых перидотитов [Кеpezинскас, 1979].

Эклогитовые породы из гранито-гнейсовых мигматитов и гранатовых амфиболитов моренского (II) комплекса хребта Дариби пока не могут быть отнесены к типичным образованиям эклогитовой фации и требуют дальнейшего более детального изучения.

Резюмируя особенности временной и пространственной приуроченности регионально-го метаморфизма рассмотренных фаций, приходим к выводу, что породы моренского (II) комплекса претерпели региональный метаморфизм преимущественно в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций переходных давлений включая, возможно, эклогит-гнейсовый метаморфизм.

### **Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации**

Породы, метаморфизованные в условиях этих фаций, слагают преимущественно балыктыгхемско-бумбугерский (III) структурно-вещественный комплекс, венчающий разрез дорифейского континентального фундамента. Они известны практически во всех докембрийских выступах, где, как правило, формируют гранито-гнейсовые купола.

Наиболее подробно, включая геологическое картирование (см. рис. 2), рассматриваемые образования изучались нами в Восточном Прихубсугулье [Кеpezинскас и др., 1984], описание которого приводится ниже.

**Восточное Прихубсугулье.** На основании комплекса геологических, минералогических и петрологических данных метаморфические породы Восточного Прихубсугулья (от восточного берега оз. Хубсугул до сомона Чандмань и района верховьев р. Дзунын-Гол), относимые нами к образованиям дорифейского фундамента, мы сопоставляем с балыктыгхемско-бумбугерским уровнем (III). Метаморфиты дорифейского основания образуют самостоятельный геологический комплекс, обладающий достаточно полным набором седиментогенных, вулканогенных, интрузивных и ультраметагенных пород. В структурном отношении они слагают гранито-гнейсовый купол и имеют единый план деформаций. Не исключено, что породы гранито-гнейсового ядра и мигматито-гнейсовой оболочки при более детальных исследованиях, включающих радиологические датировки, окажутся более древними. Наиболее характерные минеральные ассоциации приведены в табл. 19—20, а состав входящих в них минералов — в табл. 21—23. Гранаты, как правило незональные или слабозональные, характеризуются железистостью, варьирующей от 80 до 90, сравнительно низкими содержаниями марганца и кальция за исключением полупелитов. Железистость биотитов колеблется в более широком интервале, изменяясь от 40 до 60, а содержание титана варьирует от 1,75 до 4,0 мас.%. Амфиболы представлены главным образом обыкновенными роговыми обманками за исключением отдельных прослоев известково-силикатных пород (табл. 22—23), тонко чередующихся с гранат-силлиманит-биотитовыми (иногда с кор-

Таблица 19

**Наиболее характерные и распространенные минеральные ассоциации  
метаморфических формаций балыктыгхемско-бумбугерского (III) комплекса  
дорифейского фундамента Восточного Прихубсугулья**

Структура		Метаморфические формации	Толщи	Комплекс (возраст)	Фаши метаморфизма	Породы	Ассоциации
Ядро	Крылья						
Гранито-гнейсовый купол		Дорифейский фундамент	Сланцево-карбонатно-амфиболитовая	Балыктыгхемско-бумбугерский (РР <sub>1</sub> )	Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая умеренного Р	Мраморы, мраморизованные известняки с маломощными прослоями известково-силикатных пород, кальцифиров и кварцитов	Кв+Пл+Ам+Ди+Цо+Сф Кв+Пл+Ам+ (Хл)+Цо+Сф+Ка+ (Му) +Би Кв+Пл+Гр+Му+Ам+Эп+Сф+Ап+Ка Кв+Гр+Му+Ам+Хл+Цо+Ка+Ап+Сф Кв+Пл+Гр+Ам+Ди+Цо+Сф+Ап+Цирк Скап+Ди+Ам Скап+Ди+Ам+Пл+Ка+Сф+Цирк Ол+гидрогранат+Пл+Ап+Ка
						Гранат и (или) диопсидсодержащие пара- и ортоамфиболиты	Кв+Пл (38–51) +Ам (53–55) +Ди (36–41) +Сф Пл+Ам; Пл+Ам+Ди+Сф+Ап; Кв+Пл+Ам
						Мусковитовые пегматиты	Кв+Пл+Му+Би
						Биотитовые, мусковитовые, гранатовые, силлиманитовые, цоизитовые, амфиболитовые гнейсы и сланцы	Кв+Пл+Би (44) +Му+Сил Кв+Пл+Гр (80–84) +Би (47–56) +Му Кв+Пл+Гр (76–82) +Би (39–43) +Сил Кв+Пл+Кпш+Гр+Би+Му; Кв+Пл+Цо+Ам Кв+Пл+Гр (85–88) +Би (53–59) +Эп
						Пегматиты с турмалином, мусковитом и гранатом	Кв+Пл+Кпш± (Гр, Турм., Му)
						Силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы и мигматиты	Кв+Пл+Кпш+Гр+Би+Му+Сил+Кд (± Турм, Сф, Ап, Цирк); Кв+Пл (43) +Гр (80) +Би (45) +Кд (30) +Сил± (Турм, Сф, Ап, Цирк)
						Гранито-гнейсы, двуслюдяные гранатосодержащие граниты, гранодиориты (доскладчатые)	Кв+Пл+Кпш+Би+Му; Кв+Пл+Кпш+Му+Гр Кв+Пл+Кпш+Би; Кв+Пл+Би+Ам

Примечание. В скобках после индекса минерала указана общая железистость для феррических минералов и содержание анортитового компонента в плагиоклазах

диеритом) породами, и будинами в зонах дробления, где амфиболы являются актинолитами. Однако в этих случаях однозначно решить вопрос об их первичной природе затруднительно. Моноклинные пироксены (см. табл. 22) во всех случаях являются малоглиноземистыми салитами с железистостью от 36 до 43. Кордиериты (железистость 30) распространены ограниченно и встречены лишь в мигматито-гнейсовой толще. Вариации составов минералов и минеральных парагенезисов указывают, что породы балыктыгхемско-бумбугерского возрастного уровня в Восточном Прихубсугулье претерпели региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных и повышенных давлений.

На основании измеренных удельных объемов CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> в первичных метаморфогенных включениях и с учетом принятых температур метаморфизма были оценены вели-

Таблица 20

**Минеральные ассоциации известково-силикатных пород комплекса III  
дорифейского фундамента в будинах и прослоях,  
из которых они обрезовались**

Условия залегания	Формател	Внутреннее строение будин	Размер, см (№ обр.)	Ассоциация	
Будины	Каравелоподобные	Концентрически-зональные	3-3. Внешняя кайма	до 0,5 (82-33/12 <sup>а</sup> )	Кум (46) + Пл (90) + Акц (аналогична 2-2)
			3-2. Промежуточная зона	до 1,5	Кв + Пл + Гр + Ро (39) + Хл + Акц (аналогична 2-1)
			3-1. Однородное ядро	6-8 (82-33/12 <sup>б</sup> )	Кв + Пл (94) + Гр (88) + Ди (36) + Акт (40) + Цо + Акц (аналогична обр. 82-33/6 и близка 82-18/26)
	Столбовидные	Концентрически-зональные	2-2. Внешняя кайма	до 1 (82-33/17 <sup>А</sup> )	Кум (41) + Пл (90) + Акц (аналогична 3-3)
			2-1. Дискордантно-полосчатое ядро	7-8 (82-33/17 <sup>б</sup> )	Кв + Пл (92) + Гр + Ро (36) + Хл (42) + Акц (аналогична 3-1)
Прослой	Чечевицевидные	1-1. Незональные однородные	до 10-15 (82-18/10); (82-18/13)	Кв + Пл + Гр (90) + Акт (34) + Цо + Хл + Акц (близка к обр. 82-33/6)	
			до 10 (82-33/6)	Кв + Пл (95) + Гр + Ди (38) + Акт (36) + Цо + Акц (аналогична 3-1)	
			до 8 (82-18/26)	Кв + Пл (90) + Гр (92) + Ди (43) + Ро (56) + Ам (46) [по Ди] + Цо + Акц (близка 3-1)	

Примечание. Цифры в скобках после индекса минерала — железистость для феррических минералов и содержание анортитового компонента в плагиоклазах.

чины давлений флюида при метаморфизме данных пород (табл. 24, 25). Полученные оценки для пород балыктыгхемско-бумбугерского (III) комплекса фундамента укладываются в интервал 4,0–7,0 кбар, что согласуется с данными парагенетического анализа о преобладании метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных давлений [Кележинская и др., 1984], а также с геологическими данными, показывающими ограниченное развитие мусковитовых пегматитов, формирование как гранатовых, так и диопсидовых амфиболитов и т.д. Значительный диапазон изменения плотностей CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> во включениях, а вследствие этого и вариации оценок  $P_{фл.}$  могут быть обусловлены различными причинами, в первую очередь — изменением  $PT$ -условий на разных стадиях метаморфических процессов. В связи с этим они как представляют некоторую суммарную картину вариаций  $PT$ -условий в пределах одного этапа метаморфизма, так, возможно, и отражают воздействие наложенных этапов. В этом смысле заслуживает внимание гистограмма распределения температур гомогенизации включений CH<sub>4</sub> в кварцах метаморфитов дорифейского фундамента (рис. 33). Двухвершинность гистограммы не исключает наличия еще одного этапа пониженных давлений, связанного с формированием собственно фундамента, что согласуется с ранее сделанным нами предположением возможного присутствия и более древних, чем PR<sub>1</sub>, образований в регионе [Кележинская и др., 1984]. Гранаты рассматриваемых пород слабозональные или незональные, что подтверждается и специальными исследованиями (рис. 34). Это косвенно говорит в пользу относительно большой длительности прогрессивного этапа регионального метаморфизма, завершившего формирование комплекса пород дорифейского фундамента.

Мусковиты, эпидоты, клиноцоизиты и хлориты, состав которых приведен в табл. 22, 23, в большинстве случаев ретроградные, связаны с этапами метаморфизма пород

Таблица 21

**Химический состав минералов (мас.%) метаморфических пород (метапелитов)  
балыктыгхемско-бумбугерского комплекса (III) дорифейского фундамента  
Восточного Прихубсугуля**

Компоненты	Обр. 82-33/3					Обр. 82-33/4
	Гр (Ц)	Гр (К)	Би	Кд	Пл	Би
SiO <sub>2</sub>	38,03	38,15	36,01	48,23	56,00	36,52
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,06	2,92	—	—	2,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,02	20,52	18,30	32,29	28,82	18,96
Σ FeO	29,68	30,89	16,14	6,64	—	13,57
MnO	2,11	2,12	0,09	0,16	—	0,35
MgO	5,54	4,61	11,08	9,06	—	12,15
CaO	2,27	2,07	—	—	9,13	0,01
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,37	0,47	6,58	0,12
K <sub>2</sub> O	—	—	9,00	—	0,03	9,73
С у м м а	98,84	98,42	33,91	96,84	100,57	93,94
F ат.%	76	80	45	30	(Ан. 43)	38

Компоненты	Обр. 82-18/3			Обр. 82-18/4	
	Гр (Ц)	Гр (К)	Би	Гр	Би
SiO <sub>2</sub>	37,85	37,72	36,35	38,15	36,72
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,28	1,75	0,29	2,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,65	20,85	18,35	20,76	18,37
Σ FeO	29,56	29,55	17,51	27,20	18,03
MnO	5,14	5,44	0,29	5,84	0,28
MgO	4,47	4,47	10,82	4,61	10,52
CaO	1,39	1,38	—	3,10	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,21	—	0,14
K <sub>2</sub> O	—	—	9,54	—	9,75
С у м м а	99,34	99,70	94,81	99,95	96,47
F ат.%	81	81	48	80	49

Примечание. Здесь и в других таблицах в скобках после индекса гранатов: К — кайма, Ц — центр (ядро). Ассоциации: 82-33/3 — Кв + Пл + Гр + Би + Кд + Сил + Акц; 82-33/4 — Кв + Пл + Би + Скап + Сил + Кд + Цирк + Ап; 82-33/3 — Кв + Пл + Гр + Би + Сил + Кд + Цирк + Турм; 82-33/15 — Кв + Пл + Гр + Би + Сил + Кд; 82-18/13 — Кв + Пл + Гр + Би + Акц; 82-18/4 — Кв + Пл + Гр + Би +

верхнего структурного этажа. С этими этапами также тесно связаны деформации и будинаж пород фундамента, о чем будет сказано ниже.

**Другие районы МНР.** На сегодняшний день, исходя главным образом из особенностей метаморфизма и формационного состава толщ в исследованных нами других районах Монголии, к образованиям амфиболитовой и эпидот-афиболитовой фаций балыктыгхемско-бумбугерского (III) комплекса дорифейского фундамента мы склонны отнести толщу В и часть толщи С из переходной зоны северного склона хребта Хан-Хухэй, южный склон Монгольского Алтая, Баян-Хонгорскую зону (междуречье Туин-Гол и Тацин-Гол), западный берег р. Качик в юго-западных отрогах хребта Сангилен и некоторые толщи междуречья Дзабхан-Гол—Хунгуй-Гол, описанные нами ранее [Кепежинскас, 1977] как толщи мраморов, роговообманковых пород с кристаллическими дистен-содержащими сланцами и "мигматитоподобными" породами, отнесенными А.Б.Дергуновым [Дергунов и др., 1980] в нижний структурный этаж, а И.В.Завьяловой с соавторами [1983] — к нижней толще (P-R<sub>1</sub>). По мере детализации парагенетических данных и появления абсолютных или иных возрастных датировок мы не исключаем перевода

Обр. 82-33/2			Обр. 82-33/15			Обр. 82-18/1		
Гр (Ц)	Гр (К)	Би	Гр (Ц)	Гр (К)	Би	Гр (Ц)	Гр (К)	Би
38,28	38,32	36,08	37,80	38,78	37,00	36,85	38,03	36,02
0,29	0,28	2,35	0,29	0,29	2,42	0,28	0,28	1,90
20,88	21,39	18,86	20,91	20,90	18,26	20,48	21,36	18,61
31,67	32,34	16,51	31,03	31,45	15,31	29,14	30,69	17,57
1,78	2,16	0,10	2,18	2,18	0,06	4,56	4,43	0,29
5,21	4,83	12,31	5,82	5,44	13,25	4,36	4,88	10,93
2,03	1,56	—	1,82	1,93	—	1,68	1,52	0,04
—	—	0,46	—	—	0,36	—	—	0,11
—	—	9,01	—	—	8,52	—	—	9,37
100,12	100,88	95,69	99,84	99,98	95,18	97,34	101,19	94,84
78	80	43	76	78	39	80	80	48

Обр. 82-10/9			Обр. 82-15/5		Обр. 82-14/5		Обр. 82-10/1	Обр. 82-20/1
Гр (Ц)	Гр (К)	Би	Гр (К)	Би	Гр	Би	Би	Би
37,56	37,62	36,25	37,63	35,72	38,16	35,99	37,02	37,22
0,29	0,29	0,29	0,28	4,0	0,28	2,11	2,60	2,68
20,41	20,46	16,65	20,58	16,87	21,17	18,43	17,72	17,25
26,69	27,29	19,31	30,05	20,27	32,50	19,83	15,88	16,94
5,35	5,35	0,53	8,09	0,50	4,54	0,23	0,24	0,19
2,89	3,11	9,74	3,04	8,19	3,86	9,01	11,62	10,78
6,34	5,72	—	1,14	0,06	1,17	0,12	0,05	0,04
—	—	0,05	—	0,05	—	0,09	0,06	0,10
—	—	9,56	—	9,64	—	8,75	9,82	9,45
99,53	99,84	95,06	100,81	95,28	95,28	101,68	95,00	94,66
86	85	53	88	59	84	56	44	47

+ Му + Зп + Ка + Акц; 82-10/9 — Кв + Пл + Гр + Би + Зп; 82-15/5 — Кв + Пл + Гр + Би; Кв + Пл + Гр + Би; 82-14/5 — Кв + Пл + Кпш + Гр + Би + Ап; 82-10/1 — Кв + Пл + Би + Му + Сил; 82-20/1 — Кв + Пл + Гр + Би + Му + Хл (втор.).

части перечисленных толщ как в более древние, так и в более молодые структурно-вещественные комплексы.

Для всех перечисленных районов среди наиболее широко распространенных ассоциаций следует отметить преобладание Кв + Му + Кпш с переменным количеством силлиманита, дистена, ставролита, биотита и граната. Отклонения как в более низкотемпературную (появление незначительных количеств хлорита, эпидота и актинолита), так и в более высокотемпературную (Кв + Пл + Кпш + Сил + Би + Кд) область довольно редки. Все это согласуется с отношением их по температуре к афиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Наличие дистена во многих местах позволяет отнести их к дистен-силлиманитовой фациальной серии. Однако использование содержания Са в гранате и № сосуществующего плагиоклаза в ставролит- или силлиманитсодержащих парагенезисах [Кеpezжинская, 1977] позволяет отнести соответствующие толщи хребта Хан-Хухэй к переходному (или близкому к нему) типу (табл. 26). Андалузитсодержащие парагенезисы р. Тацзин-Гол в Баян-Хонгорской зоне указывают на их принадлежность к андалузит-силлиманитовому типу.

Таблица 22

**Химический состав минералов (мас. %) из амфиболитов  
и известково-силикатных пород балыктыгхемско-бумбугерского комплекса (III)  
дорифейского фундамента Восточного Прихубсугуля**

Компоненты	Амфиболит (Кв + Пл + Ам + Ди + Сф)					
	Обр. 82-10/6			Обр. 244-81		
	МП	Ам	Пл	МП	Ам	Пл
SiO <sub>2</sub>	51,49	44,52	58,23	51,43	40,52	54,33
TiO <sub>2</sub>	0,12	1,04	—	0,19	2,44	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	9,96	26,10	1,36	12,03	28,52
ΣFeO	11,36	18,59	0,06	11,98	18,57	0,16
MnO	0,52	0,38	0,03	0,40	0,29	0,05
MgO	11,0	9,15	—	11,40	8,41	—
CaO	23,83	11,91	7,85	22,31	11,71	10,50
Na <sub>2</sub> O	0,21	1,16	7,38	0,30	2,14	5,42
K <sub>2</sub> O	—	0,86	0,12	0,03	1,09	0,09
С у м м а	99,36	97,56	99,79	99,40	97,49	99,08
F ат.%	36	53	(Ан38)	41	55	(Ан51)

Таблица 23

**Химический состав минералов (мас.%) из будин метаморфических пород  
балыктыгхемско-бумбугерского комплекса (III)  
дорифейского фундамента Восточного Прихубсугуля**

Компоненты	Незональные однородные (чечевицевидные) будины				Концентрически-зональные (столбовидные) будины	
	Будины по разным прослоям				Ядро	
	Обр. 82-18/10		Обр. 82-18/13		Обр. 82-33/17	
	Гр (Ц)	Гр (К)	Гр	Акт	Пл	Хл
SiO <sub>2</sub>	37,64	37,67	38,07	49,96	45,56	30,48
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,29	0,26	0,53	0,03	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,58	20,60	20,51	6,11	34,69	16,83
ΣFeO	27,18	27,02	19,85	13,04	0,27	22,59
MnO	5,47	5,47	7,06	0,68	0,07	0,52
MgO	4,45	4,80	1,76	14,02	0,11	18,26
CaO	4,02	3,76	11,38	11,37	18,61	0,30
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0,54	0,86	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,26	0,06	—
С у м м а	99,63	99,61	98,79	96,52	100,23	
Σ(Fe + Mn)						
ат. %	80	79	90	34	(Ан92)	42
Σ(Fe + Mn + Mg)						



Известково-силикатные прослои среди метапелитов								
Кв + Пл + Гр + Ди + Ро + Ам (по Ди) + Цо + Акц					Кв + Пл + Гр + Ди + Акт + Цо + Акц			
Обр. 82-18/26					Обр. 82-33/6			
Гр (К)	Ро	Ам	МП	Пл	МП	Акт	КлЦо (Ц)	Пл
38,48	43,99	47,63	51,14	45,66	52,33	52,33	39,10	44,5
0,24	0,73	0,40	0,14	—	0,04	0,15	0,02	—
19,29	9,95	7,34	0,88	34,33	0,26	3,50	28,13	35,2
22,38	19,59	16,74	14,10	0,11	10,99	13,14	5,23	0,06
5,70	0,68	0,65	0,73	0,04	0,98	0,74	0,12	0,02
1,38	8,45	10,76	10,16	0,03	10,82	14,50	0,03	0,02
12,71	12,04	11,94	23,44	18,81	24,07	12,38	23,85	19,5
—	1,13	0,74	0,21	1,20	0,05	0,28	—	0,52
—	0,90	0,45	0,07	0,01	—	0,05	—	—
100,14	97,47	96,65	100,87	100,20	99,54	97,06	95,47	99,9
92	56	46	43	(Ан90)	38	35	—	(Ан95)

Концентрически-зональные (столбовидные) будины	Концентрически-зональные (караваеподобные) будины					
	Кайма	Однородное ядро				Промежуточная зона
Обр. 82-33/17д	Обр. 82-33/12б					Обр. 82-33/12а
Пл	Гр	МП	Акт	КлЦо	Пл	Ам
45,62	38,00	52,56	50,20	38,47	45,11	47,49
0,03	0,09	0,02	0,17	0,02	—	0,84
21,26	0,94	4,86	26,84	35,74	35,74	9,72
0,36	18,74	10,56	15,03	6,71	0,10	15,50
0,01	5,75	0,76	0,71	0,18	—	0,49
0,05	1,81	11,56	13,08	0,03	—	13,58
17,88	14,46	23,83	12,21	23,86	19,25	11,22
1,27	—	0,08	0,26	—	0,62	0,70
0,05	—	—	0,02	—	—	0,20
99,60	100,11	100,32	96,54	—	100,82	99,73
(Ан90)	88	36	40	—	(Ан94)	39

Таблица 24

Оценка состава и давления флюида ( $P_{фл}$ ) по индивидуальным включениям в кварцах пород III комплекса дорифейского фундамента вне зон разломов и смятия

№ обр.	Ассоциация, порода	$T_{отт. CO_2},$ °C	Темпера- тура го- могениза- ции, °C	$X_{CH_4}$	$V_{уд. CO_2, CH_4},$ см <sup>3</sup> /г	$P_{фл},$ кбар (650° C)
82-11/2 <sup>1</sup>	Кв-Пл-Гр-Би сланцы	-59	-39 ÷ -24	0,07	0,92-0,99	6,5
82-11/4 <sup>2</sup>	Кв-Пл-Нв-Би гнейсы		-113 ÷ -107		2,947-3,089	4,5
82-11/9 <sup>3</sup>	Кв-Пл-Нв-Би сланцы	-68	-110		3,015	4,0
82-22/9	То же	-59	-1,0 ÷ 10	0,08	1,12-1,25	4,0
82-15/2 <sup>1</sup>	Кв-Пл-Нв-Ди амфиболиты	-58	-36 ÷ -20	0,03	0,94-1,00	6,0
82-33/6 <sup>3</sup>	Кв-Пл-Гр-Рог-Ди-Цо (+Сф- -Цирк) прослой	-75	-132 ÷ -120		2,646-2,819	5,5
82-18/20 <sup>2</sup>	Кв-Пл-Гр-Би сланцы		-139 ÷ -130		2,532-2,671	6,5
82-14/2	Кв-Пл-Кпш-Гр-Би (± Му) сланец		-20 ÷ -10			
82-14/4 <sup>3</sup>	Кв-Пл-Гр-Би сланец	-65 ÷ -70	-109 ÷ -100		3,038-3,317	4,0
82-14/7 <sup>3</sup>	С/з Кв-Кпш-Би зальбанд пегматита	-65 ÷ -79	-100 ÷ -90		3,317 ÷ -3,930	3,5
82-14/8 <sup>1</sup>	К/з с турмалином Кв-Кпш-Би пегматит	-57,5	-37 ÷ -25	0,02	0,92-0,98	6,5
82-14/9 <sup>1</sup>	К/з письменный пегматит	-56,6	-39 ÷ -25		0,898-0,948	7,0
82-14/10 <sup>1</sup>	К/з Му-Би пегматит	-56,6	-38 ÷ -30		0,904-0,929	7,0
82-14/11 <sup>1</sup>	Кв-Му пегматит	-58	-42 ÷ -28	0,03	0,90-0,97	7,0
82-33/10 <sup>1</sup>	Му пегматиты	-58,8	-38 ÷ -20	0,04	0,92-1,00	6,5

Примечание. Обр. № 82-14 представляют разрез пегматитового тела от зальбанд к центру (с/з, к/з — средне- и крупнозернистые породы соответственно): <sup>1</sup> — в основном включения жидкой "чистой" или с примесью  $CH_4$  углекислоты; <sup>2</sup> — в одних зернах преимущественно включения жидкого  $CH_4$ , в других — жидкой  $CO_2$  с примесью  $CH_4$ ; <sup>3</sup> — только включения жидкого ( $CH_4 + CO_2$ ), в которых при охлаждении вымерзает различное количество твердой  $CO_2$ .

Таблица 25

Состав и давление флюида ( $P_{фл}$ ) по индивидуальным включениям в кварцах метаморфических пород III комплекса дорифейского фундамента из зон разломов и смятия

№ обр.	Ассоциация, порода	$T_{отт. CO_2},$ °C	$T_{отт. CH_4},$ °C	$X_{CH_4}$	$V_{уд. CO_2, CH_4},$ см <sup>3</sup> /г	$P_{фл},$ кбар	
						$T_{мет},$ °C	
						≤ 650	≤ 500
82-33/15 <sup>1</sup>	Кв + Пл + Гр (Му) сланцы		-122 ÷ -110		2,786-3,015	5,0	4,0
82-33/5	То же	-59,5	-26 ÷ -15	0,10	0,99-1,04	5,5	4,5
82-33/19 <sup>2</sup>	Кв + Пл + Гр + Ро + + Цо (Ка + Хл) порода (прослой)		-129 ÷ -112		2,684-2,970	5,5	4,5
82-33/9	То же	-57,5	-8 ÷ -4	0,02	1,05-1,08	4,8	3,8
82-33/12 <sup>3</sup>	Кв + Пл + Ро + Ди + + Эп + Гр + Би + Хл породы (будины)	-65 ÷ -78	-147 ÷ -135		2,482-2,610	6,8	5,8
82-33/12	То же	-59,5	-36 ÷ -15	0,10	0,94-1,05	6,0	5,0
82-33/17 <sup>3</sup>	Кв + Пл + Ро + Гр + + Хл (± Би) порода (будина)	-63 ÷ -80	-149 ÷ -135		2,463-2,610	7,0	6,0

Т а б л и ц а 25 (окончание)

№ обр.	Ассоциация, порода	$T_{\text{отт. CO}_2},$ °C	$T_{\text{отт. CH}_4},$ °C	$X_{\text{CH}_4}$	$V_{\text{уд. CO}_2, \text{CH}_4},$ см <sup>3</sup> /г	$P_{\text{фл. кбар}}$ ( $T_{\text{мет}},$ °C)	
						≤ 650	≤ 500
						82-33/17	То же
82-18/8-14 <sup>4</sup>	Кв + Пл + Гр + Му + + Ро + Цо + Хл сланец (будина)	-76 ÷ -88	-152 ÷ -130		2,436-2,671	7,0	6,0
82-18/23	Кв + Пл (+ КПШ) лейко- кратовый прослой	-59,5	-39 ÷ -25	0,10	0,925-0,99	6,5	5,5

П р и м е ч а н и е. <sup>1</sup> — единичные случаи включений жидкого  $\text{CH}_4$ , в основном включения жидкой  $\text{CO}_2$  с примесью  $\text{CH}_4$ ; <sup>2</sup> — преимущественно включения жидкого  $\text{CH}_4$ ; <sup>3</sup> — в одних зернах преимущественно включения жидкого  $\text{CH}_4$  и ( $\text{CH}_4 + \text{CO}_2$ ), в других — включения жидкой  $\text{CO}_2$  с примесью  $\text{CH}_4$ ; \* — в основном включения жидкого ( $\text{CH}_4 + \text{CO}_2$ ), в редких зернах отмечены включения  $\text{CH}_4$ .

Т а б л и ц а 26

**Химический состав минералов (мас.%) метаморфических пород  
балыктыгхемско-бумбугерского (III) комплекса дорифейского фундамента других районов МНР**

Компоненты	Северный склон хр. Хан-Хухэй (толща В)		р. Качик		р. Туин-Гол (Баян- Хонгорская зона)		р. Бодан- чин-Гол (Мон- гольский Алтай)	гора Отог- Ула (Дзаб- ханская зона)
	Переходный тип		Андалузит-силлиманитовый тип		Дистен-силлиманитовый тип			
	Обр. 70-29/2	Обр. 70-29/3	Обр. 70-4/8		Обр. 71-27/22		Обр. 71-13	Обр. 70-34/23
	Гр	Гр	Гр	Би	Гр	Ст	Гр	Гр
SiO <sub>2</sub>	38,0	37,4	37,0	35,65	38,2	27,9	37,7	38,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,6	20,8	20,8	19,21	21,0	54,6	21,0	19,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,87	—	—	—	5,20
FeO	32,0	34,4	31,6	19,16	36,2	14,8	32,4	33,62
MnO	1,84	1,41	7,41	0,14	0,29	0,02	3,24	0,20
MgO	4,70	5,49	2,13	10,03	2,70	1,52	5,06	0,95
CaO	1,95	1,60	1,16	Не обн.	1,40	—	1,60	1,85
С у м м а	99,09	101,10	100,00	99,58	99,79	98,84	100,90	99,63
Si	3,04	2,96	3,00	2,70	3,06	3,85	2,98	3,11
Al	1,94	1,94	2,00	1,71	1,99	8,86	1,96	1,82
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	0,05	—	—	—	0,32
Fe <sup>2+</sup>	2,14	2,28	2,15	1,21	2,43	1,71	2,15	2,26
Mn	0,13	0,10	0,51	0,01	0,02	0,002	0,22	0,01
Mg	0,56	0,65	0,25	1,13	0,32	0,31	0,60	0,11
Ca	0,17	0,14	0,10	—	0,15	—	0,14	0,16
F, ат.%	80,2	78,5	91,4	52,9	88,4	84,6	79,8	95,9

П р и м е ч а н и е. Биотит обр. 70-4/8 включает также 0,44 Na<sub>2</sub>O; 8,28 K<sub>2</sub>O; 0,18 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,23F; 3,87 п.п.п. (мас.%). Ассоциации: 70-29/2, 29/3—Кв + Пл (15; 18) + Му + Би + Гр + Сил + Дист; 70-4/8—Кв + Пл<sub>25</sub> + Му + Би + Гр + Ст + Хл (сл.); 71-27/22—Кв + Пл<sub>10</sub> + Му + Би + Гр + Ст; 71-13—Кв + Му + Би + Гр + Ст + Дист; 70-34/23—Кв + Пл + Му + Гр.

Таблица 27

Состав минералов (мас.%) из докембрийских метаморфических пород  
междуречья Дзэбхан-Гол—Хунгуй-Гол [Завьялова и др. 1983]

Компонент	Амфиболы					Биотиты	Ставролиты		
	Обр. 6021/1	Обр. 6023/5	Обр. 6024/1	Обр. 6025/1	Обр. 6025	Обр. 6024/9	Обр. 6024/9	Обр. 6025/1	Обр. 6025
SiO <sub>2</sub>	44,40	40,46	41,87	42,21	41,90	36,43	27,90	27,94	27,14
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,47	0,29	0,25	0,30	2,12	0,52	0,49	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,98	13,06	17,97	18,04	16,62	17,65	53,96	52,73	53,37
FeO	15,81	26,77	18,28	15,07	16,08	18,38	14,03	12,82	13,13
MnO	0,23	0,13	0,29	0,12	0,22	0,05	0,16	—	0,16
MgO	10,84	3,93	6,59	9,16	9,06	10,42	1,62	1,07	0,90
CaO	11,10	10,39	10,63	9,63	10,41	0,03	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	1,60	1,82	1,69	1,60	1,41	0,30	0,05	—	—
K <sub>2</sub> O	0,31	0,59	0,42	0,21	0,31	9,31	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	0,84	0,60
С у м м а	96,77	97,62	98,03	96,20	96,31	94,69	98,24	95,89	95,76
Si	6,633	6,359	6,230	6,259	6,641	2,774	3,871	3,966	3,859
Ti	0,056	0,055	0,032	0,027	0,038	0,122	0,063	0,051	0,051
Al	2,110	2,419	3,151	3,161	3,106	1,584	8,843	8,818	9,947
Al <sup>IV</sup>	1,367	1,641	1,770	1,741	1,359	1,226	—	—	—
Al <sup>VI</sup>	0,743	0,778	1,381	1,420	1,747	0,358	—	—	—
Fe	1,976	3,520	2,274	1,872	2,134	1,170	1,627	1,518	1,554
Mn	0,029	0,018	0,036	0,015	0,029	0,003	0,017	—	0,017
Mg	2,415	0,920	1,461	2,027	2,144	1,183	0,337	0,222	0,171
Ca	1,777	1,750	1,694	1,532	1,763	0,002	—	—	—
Na	0,464	0,554	0,488	0,461	0,438	0,044	0,017	—	—
K	0,060	0,118	0,080	0,039	0,057	0,905	—	—	—
Fe/Fe + Mg	45,00	79,28	60,88	48,01	49,88	49,72	82,84	87,24	90,09

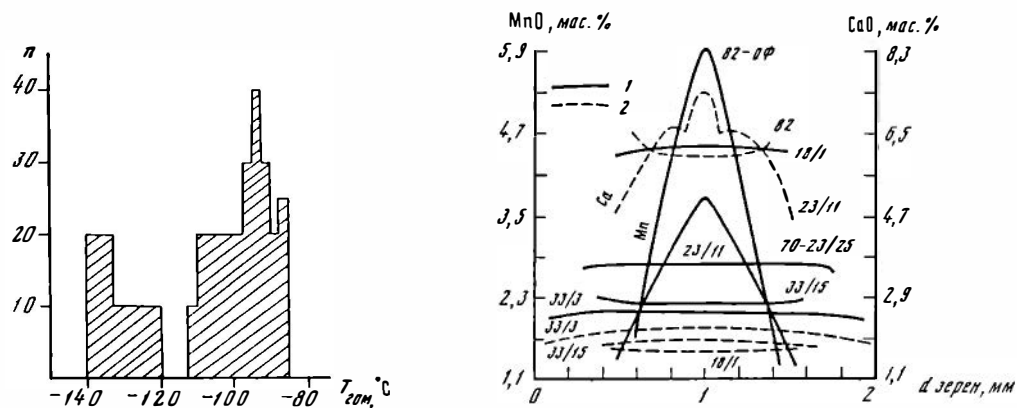


Рис. 33. Гистограмма распределения значений температур гомогенизации ( $T_{\text{ГОМ}}$ ) метановых включений в кварцах из пород дорифейского фундамента вне зон взаимодействия с офиолитовыми пластинами

Рис. 34. Зональность гранатов

1 — по марганцу; 2 — по кальцию. №№ 18/1, 33/3, 33/15 — гранаты из пород дорифейского фундамента (незональные или слабозональные); №№ 82—оф и 23/11 — из пород верхнего структурного этажа (резко зональные)

Гранаты									Плагиоклаз
Обр. 6024/9	Обр. 6024/11	Обр. 6025/1	Зональность граната (обр. 6023/5)					Обр. 6021/1	
			сред- нее	край		центр	край		
				1	2		3		4
38,28	38,45	38,16	37,72	37,90	38,35	37,13	38,16	37,59	62,13
0,08	0,20	0,22	0,22	0,20	0,23	0,23	0,23	0,21	—
21,13	20,89	20,11	20,19	20,20	20,16	20,12	20,25	20,20	22,64
30,55	32,96	31,72	29,87	23,09	28,60	27,66	29,14	30,85	—
0,94	0,95	1,74	3,78	1,99	4,87	5,00	4,20	2,82	—
3,50	1,89	3,71	0,56	0,74	0,48	0,47	0,51	0,60	—
4,56	5,39	4,44	2,26	7,36	8,68	8,86	8,40	7,99	4,28
0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	9,06
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,13	100,73	100,10	100,69	101,48	101,37	99,47	100,89	100,26	98,29
3,051	8,054	3,044	3,036	3,032	3,053	3,018	3,049	3,030	2,796
0,005	0,012	0,013	0,013	0,012	0,014	0,014	0,014	0,013	—
1,955	1,955	1,889	1,910	1,904	1,892	1,924	1,908	1,920	1,201
1,955	1,984	1,889	1,910	1,904	1,892	1,924	1,908	1,920	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,036	2,190	2,114	2,005	2,214	1,904	1,880	1,948	2,080	0,004
0,064	0,064	0,117	0,237	0,135	0,328	0,242	0,285	0,193	—
0,416	0,223	0,441	0,067	0,088	0,056	0,057	0,061	0,072	—
0,390	0,450	0,379	0,710	0,630	0,741	0,771	0,719	0,690	0,206
0,015	—	—	—	—	—	—	—	—	0,790
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,004
83,03	90,76	83,50	99,80	96,18	97,14	97,06	96,96	96,65	—

Составы минералов из перечисленных толщ и районов приведены в табл. 26, 27.

Таким образом, породы балыктыгхемско-бумбугерского (III) комплекса претерпели прогрессивный региональный метаморфизм преимущественно в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типа в отношении давления. Неоднородность *PT*-условий регионального метаморфизма проявлена весьма отчетливо как по температуре, так и по давлению.

#### PT-УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА КОМПЛЕКСОВ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

##### Эпидот-амфиболитовая (дистенсланцевая) и зеленосланцевая фации

Эти фации характерны в основном для пород IV возрастного уровня, разрезы которого характеризуются значительной изменчивостью, в связи с чем наметилась тенденция коррелировать их то с нарынской свитой Сангилена, то с окинской свитой Восточного Саяна. Мы предложили рассматривать терригенные зеленосланцевые толщи окинской свиты с рифейской органикой и метаморфизованные вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатные толщи нарынской свиты в составе единого окинско-нарынского (IV) структурно-вещественного комплекса, отвечающего возрасту  $R_1$  (?) —  $R_2$  [Кежежинкас и др., 1984, 1985].

Таблица 28

Наиболее характерные минеральные ассоциации метаморфических формаций  
верхнего структурного этажа Восточного Прихубсугулья

Структура	Тип метаморфических формаций	Толща	Структурно-вещственный комплекс (возраст)	Фация метаморфизма	Породы	Ассоциации			
Преимущественно тектонические пластины	Верхнего структурного этажа	Метатерригенно-карбонатная и метатерригенно-вулканогенная	Дархатско-хубсугульский $R_3 - E_1$	Преимущественно зеленосланцевая умеренных $P$ ( $T \sim 500^\circ C$ , $P \sim 4-7 \text{ кбар}$ )	<p>Метаморфизованные граувакковые песчаники, гравелиты и конгломераты; известняки, аргиллиты; туфиты; вулканокласты; горизонты лав, сланцев; примесь углисто-го вещества; метаолитостромы</p> <p>Рассланцованные метаэффузивы с реликтами шаровой текстуры с толеитовым и известково-щелочным трендами; тонкополосчатые кремни, известняки</p>	<p>Кв+Пл+Гр (91) + Би (51) + Эп; Кв + Пл + Гр (95) + Би (64) + Эп + Хл; Кв + Пл + Гр (89) + Би (44) + Сер; Кв + Пл + Би (57) + Се + Ка; Кв + Пл + Би + Сер + Хл + Ка; Кв + Пл + Сер + Ка + Рудн; Кв + Пл + Би + Сер + Хл + Эп + Рудн; Пл + Сер + Хл + Ка</p> <p>Кв + Хл + Акт + Эп + Ка + Сер Кв + Пл + Сер + Ка + Акц Кв + Пл + Акт + Хл + Эп + Ка Кв + Пл + Акт + Хл + Эп + Рудн</p>			
		Метаэффузивная					Стратиграфическое и структурное несогласие	Метаморфизованные песчаники, гравелиты, углеродистые сланцы, кварциты, мраморизованные известняки; полимиктовые метапесчаники, метаалролиты, метапорфириды, кварцевые кератофиры, туфы	<p>Кв + Аб + Хл + Му + Эп + Рудн; Кв + Аб + Му + Би + Карб + Хл; Кв + Гр + Би + Му + Хл + Пл + Акц; Кв + Гр + Би + Кпш + Аб + Хл + Акц; Кв + Пл + Му + Би + Гр; Кв + Дол + Ка + Та; Кв + Дол; Кв + Пл + Гр + Би + Му + Ст + Дист + Акц; Кв + Му + Гр + Би + Сил + Дист + Акц; Кв + Му + Кпш + Пл + Би + Гр; Кв + Пл + Гр + Би + Дист + Акц; Кв + Пл + Му + Кпш + Би + Дист</p>
		Флишоидно-карбонатная, черносланцевая с метавулканитами кислого и основного состава							
<p>П р и м е ч а н и е. В скобках после минерала указаны железистость для фермиических минералов и содержание анортитового компонента в плагиоклазах.</p>									

В разрезах комплекса присутствуют терригенные толщи метапелитов, черных углеродистых сланцев (местами с фукситом), метапесчаников с подчиненными горизонтами известняков и метавулканитов андезито-базальтового состава, а также флишоидно-карбонатные толщи (восточное побережье оз. Хубсугул, район Хадхала, Баян-Хонгорская зона, Центрально-Монгольское поднятие, толща А северного склона хребта Хан-Хухэй и др.).

Характерные минеральные ассоциации метаморфических формаций  
окинско-нарынского (IV) структурно-вещественного комплекса Монголии

Структура	Свита	Фашия	Ассошиация
Рифейды и каледониды Прихубсугулья	Окинская	Зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая умеренных давлений	Кв + А6 + Хл + Му ± Эп ± Гп + Мг; Кв + А6 + Му + Би + Карб ± Хл; Кв + А6 + Му + Би + Эп ± Акц; Кв + Эп + Хл + Дол + Му + Гм ± Мг; Кв + А6 + Кпш + Би + Му + Хл + Эп + Акц; Кв + Гр + Би + Хл + Пл (15–25) + Акц; Кв ± Гр + Би + Пл + Эп + Ро + Мт; Кв + Гр + Би + КлЦо + А6 + Хл + Акц; Кв + Гр + Би + Пл + Эп + Ро ± Мг; Кв + А6 + Би + Гр + Хл + Ст; Кв + Тр + Ка + Та; Тр + Дол + Ка + Та; Кв + Дол; Кв + Дол + Ка + Тр + Та; Кв + Та + Ка
Зоны сочленения ранних каледонид с поздними каледонидами и рифейдами	Нарынская	Зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая повышенных давлений	Кв + Пл (10–25) + Му + Би + Гр (80–87) + Дист ± Сил; Кв + Пл + Му + Би + Гр + Дист + Ст; Кв + Му + Би + Ст; углистые сланцы с фукситом ± Турм ± Сил; Кв + Пл + Му + Би + Гр; Кв + Пл + Му + Би; Кв + Пл + Му + Гр + Ам + Хл; Кв + Пл + Би + Хл

П р и м е ч а н и е. В скобках после индекса минерала указаны номер плагиоклаза и железистость феррических минералов.

Наиболее характерные минеральные ассоциации и состав некоторых минералов пород окинско-нарынского (IV) уровня, главным образом из районов, непосредственно изученных авторами, приведены в табл. 28–31.

Судя по приведенным составам минералов и минеральным ассоциациям, а также другим опубликованным данным [Пинус и др., 1984; и др.], региональный метаморфизм IV цикла отвечал условиям преимущественно фашии зеленых сланцев и практически не сопровождался диафторезом раннедокембрийских пород. Однако в специфических условиях в зонах сочленения ранних каледонид с рифейдами и поздних каледонид с герцинидами для этого возрастного уровня отмечается дистенсланцевый метаморфизм. В блоках докембрия южного склона Монгольского и Гобийского Алтая аналогичный по условиям диафтореза IV цикл привел к полной переработке раннедокембрийских пород [Митрофанов и др., 1981].

## Зеленосланцевая фашия

Эта фашия наиболее характерна для образований дархатско-хубсугульского (V) структурно-вещественного комплекса, выделенного нами в рифейдах и каледонидах в качестве последнего комплекса, претерпевшего региональный метаморфизм, связанный с раннекаледонской (салаирской) складчатостью.

В состав комплекса входят многочисленные терригенно-вулканогенные толщи в различной степени измененных метазфюзивов с реликтами шаровой структуры с толеитовым или известково-щелочным трендом, залегающие, как и мафит-ультрамафитовые породы, преимущественно в виде отдельных тектонических пластин, а также многочисленные метаосадочные толщи различной формационной принадлежности (иногда охарактеризованные палеонтологически), перекрывающие метаматматические члены разреза. Минеральные ассоциации и составы минералов из метаморфических формаций дархатско-хубсугульского структурно-вещественного комплекса приведены в табл. 28, 31–33. Гранаты, как правило, высококальциевые и марганцовистые с общей железистостью больше 90 ат. %, что характерно для фашии зеленых сланцев низких и умеренных давлений. Кроме того, они резко зональные, что косвенно свидетельствует в пользу кратковременности метаморфизма. Эти же условия метаморфизма подтверждают и составы амфиболов (см. табл. 31–33), представленные тремолит-актинолитами, за исключением роговых обманок метасоматитов полосчатого комплекса, о специфике *PT*-условий образования которых будет сказано ниже. За исключением проблематичного глаукофана в герцинских офиолитах юга Монголии

Таблица 30

**Состав гранатов (мас.%)  
из метапалитов дистен-силлиманитового типа окинско-нарынского (IV) комплекса (толща А)  
северного склона хребта Хан-Хухэй**

Компоненты	№ обр.					
	28/15	28/19	27/37	27/35	27/34	27/29
SiO <sub>2</sub>	36,9	36,8	36,8	37,5	37,5	36,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,4	20,5	20,5	20,9	20,9	20,2
Σ FeO	31,6	35,4	35,2	34,4	34,1	29,0
MnO	3,29	2,34	3,34	4,00	3,85	3,12
MgO	2,54	3,49	3,11	3,67	4,05	3,00
CaO	5,13	2,40	1,97	2,20	0,94	7,40
<b>С у м м а</b>	<b>99,86</b>	<b>100,93</b>	<b>100,92</b>	<b>100,67</b>	<b>101,34</b>	<b>99,22</b>
Si	2,98	2,96	2,97	2,96	2,99	2,96
Al	1,95	1,94	1,95	1,95	1,96	1,93
Fe <sup>2+</sup>	2,14	2,37	2,37	2,27	2,27	1,97
Mn	0,23	0,16	0,23	0,27	0,26	0,21
Mg	0,31	0,42	0,37	0,44	0,48	0,36
Ca	0,44	0,21	0,17	0,19	0,08	0,64
F, ат. %	88,4	85,8	87,5	85,2	85,2	84,0
№ Пл	22–25	20	18–20	22	25	35

Примечание. Ассоциации в образцах: 70-28/15, 28/19 – Кв + Пл + Му + Би + Гр + Дист ± Ст; 70-27/37–70-27/9 – Кв + Пл + Му + Би + Гр ± Сил.

Таблица 31

**Химический состав минералов (мас.%) метаморфических комплексов  
верхнего структурного этажа Прихубсугуль**

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	F, ат. %
<b>Дархатско-хубсугульский комплекс (V)</b>											
<i>р. Алаг-Цару-Гол</i>											
82-30/1 Гр(К)	38,66	0,29	20,78	21,11	7,23	1,57	11,90	–	–	101,54	91
82-30/1 Би	–	1,83	–	17,17	0,24	9,29	–	0,01	8,53	–	51
82-19/7 Би	35,38	3,52	16,57	20,51	0,37	8,70	0,09	0,13	9,18	94,35	57
<i>Бассейн рек Билин и Шишхид-Гол [Меляховецкий и др., 1981]</i>											
200-3 Гр	38,61	0,15	20,42	21,04	9,80	0,67	7,11	–	–	97,80	96
200-3 Хл	27,07	0,18	18,92	26,99	0,52	12,21	0,02	0,04	2,24	88,18	56
673-2 Гр	37,31	0,13	20,64	34,49	1,17	4,3	2,44	–	–	100,53	82
673-2 Ам	46,81	0,07	12,64	34,10	–	4,89	0,33	1,41	н/о	100,59	80
<b>Окинско-нарынский комплекс (IV)</b>											
<i>р. Алаг-Цару-Гол</i>											
82-23/20 Гр(Ц) –	–	–	–	18,69	–	0,40	9,35	–	–	–	–
82-23/20 Гр(К)	37,70	0,33	20,22	25,33	7,35	0,91	8,35	–	–	100,19	95
82-23/20 Би	35,79	3,14	16,06	22,68	0,39	7,16	0,01	0,01	9,15	94,39	64
82-23/11 Гр(Ц)	37,69	0,33	20,68	29,88	3,84	1,37	7,38	–	–	100,17	93
82-23/11 Гр(К)	37,27	0,33	20,99	33,88	1,40	2,43	4,69	–	–	101,0	89
82-23/11 Би	36,10	1,66	18,37	16,62	0,22	12,28	0,02	0,04	9,24	99,06	44

Примечание: Ассоциации в образцах: 82-19/7 – Кв + Пл + Би + Му; 82-23/11, 82-30/1 – Кв + Пл + Гр + Би + Акц + углстое вещество; 82-21/1 – Кв + Пл + Гр + Би + Му + Хл + Ка + Акц; 200-3 – метапесчаник (Кв + Аб + Гр, + Хд + Му + Эп + Рудн); 673-2 – метадацит (?) (Кв + Пл + Ам + Гр + Би + Эп – возможно контактовая ассоциация).



№ обр.

	27/28	27/23	27/21	27/20	27/14	27/10	27/9
	37,4	37,4	37,7	37,8	36,8	37,4	36,8
	20,8	20,8	20,6	20,7	20,6	20,9	20,6
	30,7	32,3	27,7	29,0	30,4	31,0	30,0
	6,81	6,07	9,82	5,98	6,61	6,66	7,18
	4,13	3,83	3,66	4,00	4,30	4,20	4,40
	1,06	1,30	1,74	2,26	2,37	1,30	1,38
	100,90	101,70	100,12	99,74	101,08	101,46	100,36
	2,99	2,98	2,96	3,03	2,94	2,98	2,95
	1,96	1,95	1,96	1,95	1,94	1,96	1,96
	2,05	2,15	1,87	1,94	2,03	2,06	2,02
	0,46	0,41	0,67	0,41	0,45	0,45	0,49
	0,49	0,45	0,45	0,48	0,51	0,50	0,53
	0,09	0,11	0,15	0,19	0,21	0,11	0,12
	85,8	83,7	85,0	84,9	83,0	83,4	82,6
	10	10-12	17	23	20	10	13

Таблица 32

Состав амфиболов (мас.%) из мафит-ультрамафитовых пород офиолитовой ассоциации дархатско-хубсугульского (V) структурно-вещественного комплекса Северной Монголии

Оксиды	Эгийнгольский массив			Слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол		Шишхидгольский массив			Междуречье Билин и Кадыр-Ос	Гора Нар-Мандал-Обо (1 участок)		
	Перцолит		Энстатит	Тремолит		Метагаббро				Высокомагнетитовые базальты		
	Обр. 1108 <sup>a</sup>	Обр. 3043-9 <sup>a</sup>	Обр. 1107 <sup>a</sup>	Обр. 3029	Обр. 376	Обр. 540-1	Обр. 691	Обр. 691-2	Обр. 669-2	Обр. 1-82		
	Трем	Ам	Ам	Трем	Акт	Акт	Ам	Акт	Акт-Ам	Акт	Акт	Акт
SiO <sub>2</sub>	53,10	47,13	49,00	56,77	54,80	46,71	56,79	45,71	45,71	51,23	54,26	51,69
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,17	0,13	—	0,09	—	—	0,05	0,71	0,18	0,08	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,37	11,64	9,08	0,36	2,44	2,78	2,99	0,74	7,43	1,16	1,98	6,07
Σ FeO	4,27	2,35	2,65	6,70	9,78	6,49	9,09	4,81	18,43	17,30	9,70	8,81
MnO	0,07	0,05	0,08	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—
MgO	21,59	18,84	19,78	19,96	17,85	18,96	16,04	21,96	10,20	10,33	16,47	14,64
CaO	12,00	12,46	12,16	13,05	12,68	12,75	11,96	13,20	11,37	10,07	13,62	14,02
Na <sub>2</sub> O	0,51	1,94	1,63	0,05	0,15	0,30	1,54	0,12	1,01	—	0,08	0,16
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,05	0,24	—	0,29	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	2,29	2,14	—	—	—	—	—	—	—	0,36	0,26
NiO	0,06	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	95,75	96,87	96,72	96,89	98,67	96,12	95,56	97,67	95,34	99,27	96,53	95,72
Σ Fe/(Σ Fe+ Mg)	10	6,5	7,0	15,9	23,5	16,1	24,1	10,9	50,3	48,4	24,8	25,2

Примечание. № 1108а-691-2 по: [Пинус и др., 1984]; № 669-2 по: [Меляховецкий, Усова, 1981].

Таблица 33

**Минеральные ассоциации метагипербазитов и метагаббродов офиолитовых комплексов  
Северной Монголии (по: [Пинус и др., 1984; Меляхсвэцкий и др., 1981])**

Метагипербазиты	Метагаббро	Дайки и небольшие штоки основного состава, рвущие гипербазиты
Низкотемпературные образования: аподунитовые серпентиниты антигоритового, лизардитового и лизардит-антигоритового составов; талькиты, тремолититы; кварц-карбонатные и тальк-карбонатные листвениты, содержащие фуксит	Акт, Хл, Цо, Аб, гидрогранат-соссюрит — в различных сочетаниях	Ро + Пл (5–25) + КлЦО ± Хл + Акц, Рудн Ро + Пл (50–70) ± Ка + КлЦО ± Акц, Рудн Ро + Эп + Пл (20–25) + Кв + Мг Ро + Пл (5–25) + Кв ± Хл ± Би + Карб ± Мг
Средне-высокотемпературные метасоматиты (контактовый метаморфизм?): апосерпентинитовые пироксениты диопсидиты, вебстериты) и верлиты, состоящие из Ам + Ол, Ам + Ол + Та, Та + Ол, Эн + Ол, Ам + Эн + Ол, Ди-герцинит-хромшпинелиды, Ди-Ол-хромшпинелиды; родингиты (Гр, Вез, МП, Ам, Эл, Цо, КлЦО, Хл, Сф, Мг, Би, Пл, Пренит)	В зонах тектонических нарушений — катаклаз и милонитизация с образованием габбро-амфиболитов и ортоамфиболитов	Ксенолиты метабазитов вмещающих толщ в гранитоидах: Ро + Пл ± Эп ± Би

Таблица 34

**Оценка состава и давления флюида ( $P_{фл}$ , кбар) по индивидуальным включениям в кварцах метаморфических формаций V комплекса верхнего структурного этажа (преимущественно  $R_3$ – $E_1$  офиолиты)**

№ обр.	Пространственное положение	Характеристика пород	$T_{гом}$ , °C	$V_{уд. CO_2, N_2}$ , см <sup>3</sup> /г	$P_{фл}$ , кбар (для $T$ метаморфизма)	
					500°	600°
83-22/4	Верхняя пластина	Вулканогенно-осадочная толща	-10 ÷ -20	1,018–0,969	4,0–4,5	–
83-50/1		Шаровые лавы	-20 ÷ -45	0,969–0,876	4,0–6,0	–
83-50/23			-168 ÷ -185	1,514–1,322	4,0–6,0	–
83-52/2			-168 ÷ -185	1,514–1,322	4,0–6,0	–
83-50/20	Нижняя пластина		-168 ÷ -185	1,514–1,322	–	5–7,0
83-50/17		Габбро	-168 ÷ -185	1,514–1,322	–	5–7,0

Примечание. № 1,2:  $CO_2$ – $H_2O$  — солевые включения ( $H_2O$  отчетливо видна при охлаждении включений в криокамере,  $T_{отт.CO_2} = 56,6^\circ C$ ); №3–6:  $CO_2$ – $H_2O$  — солевые включения (в некоторых включениях вымерзает незначительное количество твердых  $CO_2$ ,  $T_{отт.CO_2} = -88^\circ C$ ). В кварце обр. № 6 обнаружены раскристаллизованные включения силикатного расплава ( $T_{гом.} = 880 \div 900^\circ C$ ).

авторам неизвестны находки этого или других минералов, характерных для фаций высоких давлений, на остальной территории страны.

Оценка давления флюида, проведенная по индивидуальным включениям в кварцах метаморфических пород дархатско-хубсугульского (V) комплекса, дает колебания значений в пределах 4,0–7,0 кбар (табл. 34).

Таким образом, в подавляющем большинстве случаев породы дархатско-хубсугульского возрастного уровня ( $R_3$ – $E_1$ ) включая образования офиолитовых зон претерпели сравнительно кратковременный региональный метаморфизм преимущественно в условиях фации зеленых сланцев умеренных давлений. Однако в исключительно редких случаях наблюдаются специфические образования, метаморфизм которых отвечает фации эпидотовых амфиболитов. К ним относятся: 1) различные метасоматиты

(апосерпентинитовые пироксениты, верлиты и др.) в измененных гипербазитах (см. табл. 32–33); 2) амфиболизированные клинопироксениты и габбро (см. табл. 32–33); 3) габбро-амфиболиты и ортоамфиболиты в габброидах в зонах меланжа; 4) "рекристаллизованные" тектониты левобережья Эгийн-Гола (олисториты более глубинных пород в метаморфизованной олистореме или будины сильно тектонизированных вулканогенно-осадочных пород с фрагментами изломанных амфиболов дезинтегрированных габброидов (?)).

В геологическом плане метаморфизм пород этого возрастного уровня в целом имеет пятнистый характер в смысле распределения деформаций, степени рассланцевания пород и минеральных преобразований, что, возможно, типично для эпох формирования океанической коры и начала ее деструкции.

Предварительно среди метаморфических процессов, связанных с формированием дархатско-хубсугульского структурно-вещественного комплекса ( $R_3 - E_1$ ), включающего образования офиолитовых зон, можно наметить следующие разнородные события: 1) высокотемпературную стадию формирования и становления изверженных пород собственно океанической коры, на регрессивном этапе этой стадии не исключены амфиболизация клинопироксенитов и габбро и образование части (не апосерпентинитовых) метасоматитов; 2) этап регионального метаморфизма фации зеленых сланцев умеренных давлений – наложенного регрессивного по отношению к ультрамафитам, приведшего к серпентинизации и появлению лизардит-антигорита, хризотил-асбеста, хлорита, актинолита и т.д., и прогрессивного по отношению к различным вулканогенно-осадочным формациям; 3) проявления более высокотемпературного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации в специфических зонах высокой тектонической активности, сопровождающиеся меланжем, катаклазом, будинированием и т.д., с образованием узколокальных габбро-амфиболитов, ортоамфиболитов, "рекристаллизованных" тектонитов вследствие специфики формирования самих этих зон (или появления в них метаморфических пород более глубоких зон земной коры); 4) контактовый метаморфизм, связанный с внедрением более поздних интрузий; с этим этапом связано образование всех апосерпентинитовых метасоматитов в ультрамафитах и ряда других пород в зонах воздействия массивов.

Таким образом, этап структурно-метаморфической эволюции, завершивший формирование верхнего структурного этажа и наиболее интенсивно затронувший породы дархатско-хубсугульского ( $R_3 - E_1$ ) структурно-вещественного комплекса, мы связываем с закрытием океанического бассейна и тектоническим сжатыем, что вызвало деформацию пород этого комплекса (в том числе и собственно офиолитов), надвигание отдельных их фрагментов на окраины континента и прогрессивный региональный метаморфизм преимущественно в условиях фации зеленых сланцев. При этом, учитывая длительность процессов формирования пород комплекса, мы допускаем одновременность и неодинаковую интенсивность отдельных событий (в том числе и процессов метаморфизма) по латерали в зависимости от конкретной геотектонической обстановки. По условиям метаморфизма офиолиты Монголии – зеленосланцевые породы, и главным образом этим они отличаются от близких по времени офиолитов смежных территорий юга Сибири, метаморфизованных преимущественно в условиях глаукофан-лавсонитовой фации.

С этим этапом метаморфизма связаны также деформация и будинаж пород дорифейского континентального фундамента, образование дискордантных (по отношению к полосчатому ядру) маломощных куммингтонитовых кайм вокруг будин (см. табл. 20) и пятнистый характер диафореза метаморфитов фундамента в зонах его взаимодействия с пластинами океанической коры.

Маломощность (до 1 см) кайм вокруг будин также косвенно подтверждает кратковременность этого наложенного (по отношению к породам фундамента) этапа метаморфизма.

Монголия — типичное гетерогенное складчатое сооружение, в котором выделяются метаморфические комплексы различного возраста и тектонического положения — от высокометаморфизованных пород дорифейского фундамента (см. табл. 1) до зеленосланцевых пород офиолитов, участвующих в строении верхнего структурного этажа (см. табл. 2). Эти комплексы распространены в пределах различных структурно-формационных зон.

Выделение различных фаций и типов регионального метаморфизма в зависимости от особенностей тектонического режима и проявлений магматизма, помимо прочего, дает возможность установить метаморфические формации в конкретных регионах с учетом не только типа метаморфизма, но и состава метаморфизуемых пород. Этому вопросу будет посвящена следующая глава, здесь же в сжатом виде будут рассмотрены лишь основные закономерности пространственного и временного распределения рассмотренных выше фаций регионального метаморфизма.

Породы гранулитовой фации с критическим парагенезисом фации двупироксеновых гнейсов выявлены лишь в ксенолитах вулкана Шаварын-Царам на Хангае. Как отмечалось выше, не исключено, что часть двупироксеновых пород северного склона хребта Хан-Хухэй, закартированная сотрудниками ИГиГД как эрзинский (I) комплекс преимущественно в виде будин, тоже относится к образованиям этой фации. Однако во всех случаях они не имеют широкого регионального распространения и строго ограничены дорифейским фундаментом. Породы гранулитовой и амфиболитовой фаций присущи образованиям моренского (II) структурно-вещественного комплекса и тоже относятся к дорифейскому фундаменту. Породы амфиболитовой фации часто рассматривают как диафториты наложенного более позднего этапа метаморфизма по породам гранулитовой фации. Механизм такого наложения и в первую очередь источники флюида (особенно  $H_2O$ ), необходимого для образования водосодержащих минералов амфиболитовой фации по безводной гранулитовой, остаются при этом вне поля зрения и вовсе не обсуждаются. Мы же не исключаем в подавляющем большинстве случаев возникновение пород гранулитовой и амфиболитовой фаций в единой прогрессивной зональности одного и того же этапа метаморфизма, кроме тех случаев, когда в большом количестве присутствуют синметаморфические автохтонные граниты. При их кристаллизации на регрессивной ветви одного и того же этапа регионального метаморфизма выделяется значительный объем  $H_2O$ , которая может вызвать ретроградные замещения гранулитовых парагенезисов. Подобная ситуация намечается при интерпретации взаимоотношений пород гранулитовой и амфиболитовой фаций северного склона хребта Хан-Хухэй.

Эпидот-амфиболитовая (иногда дистенсланцевая) фация ассоциирует с амфиболитовой в зонально-метаморфических комплексах фундамента предположительно раннепротерозойского возраста. Вместе с тем эпидот-амфиболитовая (в специфических зонах дистенсланцевая) фация ассоциирует с зеленосланцевой фацией в пределах ниже-среднерифейского комплекса, а зеленосланцевая с пренит-пумпеллитовой в составе верхнерифейского—нижнепалеозойского комплекса.

В целом для Монголии характерны преобладание низкотемпературных пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций, принадлежность зональных и других средне-температурных комплексов к переходному по давлению типу, отсутствие пород фации глаукофановых сланцев.

Приведенные материалы по особенностям метаморфизма пород различных структурно-вещественных комплексов Монголии также однозначно доказывают отмеченную нами ранее [Кеpezинская, 1977] неоднородность метаморфизма в отношении не только температуры, но и давления.

Реально зафиксированную путем измерения удельных объемов жидкой  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$  в индивидуальных первичных метаморфогенных включениях неоднородность давления в изотермических зонах во многих рассмотренных метаморфических комплексах можно объяснить, предложив две альтернативные гипотезы: существование градиента давления в процессе одного этапа метаморфизма и наложенные последовательных этапов метаморфизма, различных по давлению. Нет априорных возражений ни против первого, ни против второго предположения. Для древних толщ многократность регионального метаморфизма (или, во всяком случае, многократность чередования

охлаждения и прогрева) едва ли не очевидна. Точно так же нельзя настаивать и на том, что при метаморфизме в пределах всей изотермической зоны давление должно сохранить одну и ту же величину.

В общем случае градиент давления, несомненно, существует. Причинами могут быть несовпадение изотермических поверхностей с поверхностями равной глубины, неоднородность распределения тектонических нагрузок, неоднородность флюидной проницаемости пород или концентрации воды в исходных (дометаморфических) породах, что в моделях с "автоклавным" флюидным давлением обязательно должно вызывать появление градиента давления в изотермических зонах. На стадиях анатексиса дополнительной причиной может быть разная доля пород "звтектического" состава, дающих расплав, поглощающий значительную часть воды, и снижающих флюидное давление.

Каждой из названных причин в принципе достаточно, чтобы объяснить существование градиента давления. Закономерное распределение в пространстве полиморфов  $Al_2SiO_5$  и (или) других минералов или парагенезисов, являющихся в некотором смысле индикаторами давления, отсутствие взаимоотношений минералов, свидетельствующих о значительных диафорических изменениях, наличие неоднородности давления в породах одних и тех же стратиграфических единиц и т.д. — все это, на наш взгляд, достаточно убедительно говорит в пользу существования градиента давления в процессе одноактного метаморфизма.

В геологической истории эволюции земной коры Монголии выделяется пять этапов прогрессивного регионального метаморфизма. Три, наиболее высокотемпературные, относятся к процессам образования дорифейского сиалического фундамента. Два, более поздние (преимущественно зеленосланцевые), проявились при формировании верхнего структурного этажа. Возраст метаморфизма соответствует тектоническим эпохам: раннекаледонской (салаирской), байкальской (гренильской), карельской и докарельской. Каждый этап метаморфизма сопровождался складчатостью и внедрением гранитоидов.

Изучение и корреляция структур в метаморфических комплексах докембрия Монголии показали, что главные картируемые складчатые структуры были сформированы в период развития деформаций III этапа.

Основная масса автохтонных гранитоидов и мигматитов, изофациальных с метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фаций, была сформирована на I и II этапах, в меньшей степени — на III этапе. Автохтонные гранитоиды IV этапа установлены в докембрийских породах Монгольского и Гобийского Алтая [Митрофанов и др., 1981], где местами метаморфизм достигал условий силлиманит-ортотлазово-субфации, с чем связывают там мигматитоплутоны и ассоциирующие с ними перемещенные гранатовые аплиты и пегматиты.

Древнейшие из установленных ортомагматогенных образований представлены двупироксеновыми, кварцевыми диоритами и гиперстеновыми гранитами. Среди позднедокембрийских пород обнаружены также анортозиты [Поляков и др., 1983]. Характерной особенностью докембрийского магматизма Монголии является широкое развитие синметаморфических (раннескладчатых) интрузивных плагиоклазовых микроклин-плагиоклазовых гранитов, которые известны для всех этапов, при подчиненном значении постметаморфических калиевых гранитов, что косвенно указывает на незавершенность тектономагматических процессов в докембрии этого региона.

#### ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ФЛЮИДА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

В последнее время проявляется повышенный интерес к проблеме роли флюида в глубинных процессах. Экспериментальные данные по минеральным реакциям и плавлению пород показали, что участие флюида создает значительные по масштабам эффекты, причем величина их существенно зависит от его состава. Обоснованные оценки  $PT$ -параметров и трактовка теоретических моделей метаморфизма зависят от того, какие предполагаются источники и состав флюида. Экспериментально установлено также, что наличие флюида весьма существенно сказывается и на скоростях остаточных деформаций минералов и пород. Все это ставит исследование глубинных флюидов в ряд важнейших геодинамических проблем.

В связи с этим представляется важным решение задачи термобарогеохимического изучения метаморфических формаций МНР с целью получения таких характеристик метаморфических процессов, формировавших литосферу региона в докембрии—раннем кембрии, оценка которых невозможна с помощью других методик.

Для хроматографических исследований были взяты как породы дорифейского сиалического фундамента, так и образования верхнего структурного этажа. При этом среди пород фундамента преобладали кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты и прочие породы из гранито-гнейсового купола Восточного Прихубсугуля, сопоставляемые нами с балыктыгхемско-бумбургерским структурно-вещественным комплексом нижнего протерозоя. Они претерпели сравнительно длительный этап регионального метаморфизма, отвечающий преимущественно эпидот-амфиболитовой (отчасти амфиболитовой) фации, который завершил структурно-метаморфическую эволюцию пород фундамента в гренвильское время.

Среди образований верхнего структурного этажа были взяты преимущественно магматические и терригенные породы офиолитового комплекса ( $R_3$ — $C_1$ ), находящиеся в различных, преимущественно тектонических, взаимоотношениях: 1) нижнее габбро из нижней субгоризонтальной тектонической пластины бассейна р. Алаг-Цари-Гол; 2) шаровые основные и средние лавы верхней пластины того же района; 3) вулканогенно-осадочные породы, перекрывающие магматические члены офиолитового комплекса, а также из зоны контакта с континентом (см. рис. 35).

Геологические данные, рисунок деформаций и парагенетический анализ минералов свидетельствуют о том, что магматические члены офиолитового комплекса подверглись заключительному этапу регионального метаморфизма (возможно, с отдельными самостоятельными стадиями) совместно с перекрывающими их вулканогенно-осадочными толщами после выдвигания первых в виде тектонических пластин в кору в раскристаллизованном виде. Это согласуется и с изотопными исследованиями других офиолитовых комплексов [Wepner, Taylor, 1973]. Необходимо подчеркнуть, что метаморфизм магматических пород был регрессивным, а вулканогенно-осадочных — прогрессивным. Метаморфизм мы связываем с закрытием палеоокеана и тектоническим скучиванием в каледонское время. С этим этапом связаны деформация и будинаж пород дорифейского фундамента, образование маломощных (до 1,5 см) куммингтонитовых кайм вокруг будин и пятнистый характер диафтореза пород сиалического фундамента в зоне взаимодействия с пластинами океанической коры.

Хроматографические исследования состава флюидных включений в кварцах метаморфических формаций дорифейского фундамента (табл. 35) и верхнего структурного этажа (табл. 36) показали, что основу метаморфогенного флюида составляла углекисло-водно-солевая смесь со значительными вариациями соотношений  $CO_2/H_2O$  и содержания дополнительных компонентов (в первую очередь  $N_2$ ) в зависимости от состава исходных пород,  $P$ - $T$ -условий и степени деформации (т.е. конкретной тектонической обстановки). Это в первую очередь свидетельствует о местном источнике подавляющего количества флюида. Об этом говорят и более высокие значения отношения  $(CO_2 + CO)/H_2O$  в вулканогенно-осадочной толще по сравнению с лавами и габбро (см. табл. 38), поскольку в первом случае в разрезе в заметном количестве присутствуют карбонатные породы.

Дополнительным аргументом в пользу местного (не мантийного) происхождения большей части флюида служат наши данные по хребту Хан-Хухэй о резком изменении давления  $CO_2$  вблизи источников ее выделения в процессе высокотемпературного метаморфизма [Кепежинская и др., 1981]. Здесь среди изофациальных гнейсов с прослоями кальцифиров на основе изучения однофазных метаморфогенных включений жидкой  $CO_2$  показано, что давление  $CO_2$  в гнейсах составляло 4,5—5,0 кбар, а для этого же интервала  $T$  в кальцифирах достигало 7,5—8,5 кбар.

В отношении содержания  $N_2$  устанавливается четкая закономерность его зависимости от состава исходных пород и в меньшей мере от степени их деформации. Так, максимальное содержание  $N_2$ , сопоставимое с количеством  $H_2O$  и  $CO_2$ , характерно для шаровых лав верхней тектонической пластины. Нижние габбро занимают промежуточное положение, и вулканогенно-осадочные породы верхней пластины практически лишены  $N_2$  за исключением специфических зон взаимодействия с дорифейским сиалическим фундаментом (см. табл. 36).

Мы не исключаем возможности ранних преобразований мафит-ультрамафитовых

Т а б л и ц а 35

**Результаты хроматографического анализа газов  
из кварцев метаморфических формаций дорифейского фундамента Монголии**

Пространственное положение	Характеристика пород	№ обр.	Состав флюидных включений (мг/кг)						CO <sub>2</sub> +CO	
			CO <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	
Регионально распространённые вне зон дробления	Сланцы, гнейсы, кварциты	82-10/12	102,1	Следы	0,0	1,0	158,6	0,0	0,64	
		82-10/13	30,5	5,3	Следы	Следы	26,5	0,0	1,35	
		82-11/2	23,6	6,7	0,0	1,4	121,5	0,0	0,25	
		83-56/14	132,0	14,4	1,4	сл.	111,0	0,0	1,32	
	Мигматиты и пегматиты	82-14/4	39,0	7,2	0,0	0,0	112,7	1,4	0,41	
		82-14/7	42,4	14,1	1,0	сл.	122,0	1,3	0,46	
		82-14/9	7,8	3,2	0,0	0,0	32,7	0,0	0,34	
		82-14/10	15,3	8,0	Следы	Следы	57,8	0,0	0,40	
		82-33/10	50,8	9,3	1,3	2,4	63,8	3,0	0,94	
		83-19/5	53,3	6,0	0,0	0,0	49,0	2,1	1,21	
Зоны разломов и смятия	Будины	82-18/19 <sup>б</sup>	1292,3	96,6	5,0	14,0	2544,0	0,0	0,54	
		82-18/19	1356,5	14,4	Следы	3,8	1055,0	0,0	1,30	
		82-33/12	2457,0	134,2	1,1	1,3	1547,0	4,8	1,67	
		83-76/3	442,0	16,0	0,0	0,0	273,7	6,0	1,67	
	Вмещающие	83-17/4	136,0	12,0	10,1	3,4	171,8	3,0	0,86	
		82-10/8	42,2	8,7	0,3	1,3	133,8	1,3	0,38	
		82-18/20	26,0	Следы	Следы	1,3	191,0	0,0	0,14	
		82-18/23	16,5	5,2	Следы	Следы	36,6	1,2	0,59	
		82-33/5	50,7	9,9	1,0	3,7	408,7	3,1	0,15	
		83-17/4	173,8	13,4	12,0	7,3	239,7	5,0	0,36	

Примечание. Обр. 82-14/7—14/10 взяты из небольшого пегматитового тела от зальбанда к центру через 1,5 м. Температура печи во всех опытах составляла 800 °С. Навеска бралась преимущественно по 300 мг. Каждый анализ представляет среднее из 2—5 опытов. O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub> анализом не установлены.

пород офиолитовых комплексов на регрессивном этапе стадии их становления с участием в той или иной мере глубинных восстановленных флюидов, о чем свидетельствует изменение состава "реликтового" флюида в зональном пегматите в нижнем габбро (см. табл. 36, обр. 82—34/13 — 82-34/17). На значительную роль глубинного флюида, преобразующего первичные мафит-ультрамафитовые породы офиолитовых комплексов, особенно в процессе серпентинизации, указывали многие исследователи [Агафонов и др., 1976; Дриц и др., 1983; Лутц и др., 1976; Wenner, Taylor, 1973; и др.]. Однако многие из них [Лутц и др., 1976; и др.] отводят глубинным флюидам решающую роль в процессе вторичных преобразований мафит-ультрамафитовых пород (особенно в серпентинизации гипербазитов). Не исключая возможности ранних преобразований мафит-ультрамафитовых пород на регрессивном этапе стадии их становления, мы связываем основные изменения рассматриваемых пород с процессами главного этапа заключительной стадии регионального метаморфизма, охватившего эти породы совместно с вулканогенно-осадочными толщами после выдвигания первых в кору в виде твердых тектонических пластин.

Как отмечалось выше, состав исходного флюида отвечал углекисло-водно-солевой смеси с незначительным (в весовом отношении) содержанием дополнительных компонентов (N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub> и др.). По мере перераспределения H<sub>2</sub>O из флюида в новообразующиеся водные минералы и замещения ими первичных безводных магматических минералов состав флюида в шаровых лавах и нижних габбро смещался в сторону обогащения малыми компонентами, в первую очередь N<sub>2</sub>. Этого не происходило в вулканогенно-осадочных породах, метаморфизм которых носил прогрессивный характер. При этом поскольку в шаровых лавах вторичных водных минералов (хлоритов, амфиболов, эпидотов) гораздо больше, чем в габбро (преобладает только амфибол), то и N<sub>2</sub> в них гораздо больше.

Т а б л и ц а 36

**Результаты хроматографического анализа газов из кварцев  
метаморфических формаций верхнего структурного этажа  
(преимущественно метаофиолитов R<sub>3</sub>-ε<sub>1</sub>) Монголии**

Пространственное положение	Характеристика пород		№ обр.	Состав флюидных включений (мг/кг)						CO <sub>2</sub> +CO
				CO <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
Верхняя пластина	Вулканогенно-осадочная толща	Перекрытая лава и габбро	83-10/9	39,2	1,4	0,0	0,0	68,6	0,0	0,60
			83-13/14	190,5	4,2	0,0	0,0	183,0	0,0	1,06
			83-13/6	264,4	7,4	Следы	0,3	115,0	0,0	2,36
		То же из зоны взаимодрующей лава с фундаментом	83-50/3	60,8	2,7	Следы	0,0	936,6	2,0	0,07
			83-22/4	115,0	15,2	0,0	Следы	58,5	2,4	2,23
			83-22/6	85,0	19,0	0,0	0,0	72,3	2,3	1,44
			83-72/3	128,5	Следы	0,0	0,0	159,5	5,1	0,80
			83-72/2	84,7	4,5	0,0	0,0	250,1	5,2	0,36
			82-22/2	33,2	11,0	Следы	1,5	258,0	4,0	0,17
			Шаровые лава осадочного и среднего состава	83-50/1	11,1	7,7	Следы	0,0	163,9	2,3
	83-50/23	202,1		9,0	0,0	Следы	215,2	146,6	0,98	
	83-52/2	36,0		10,0	0,0	0,0	189,9	163,4	0,24	
	83-52/2	27,3		6,5	0,0	0,0	45,3	118,9	0,75	
	83-9/15	112,6		14,3	0,0	0,0	391,4	3,5	0,32	
	Нижняя пластина	Нижнее габбро	82-34/13	21,2	7,4	Следы	Следы	91,6	13,5	0,31
82-34/15			51,1	Следы	1,5	0,0	497,0	8,9	0,10	
82-34/17			53,1	Следы	Следы	1,2	706,0	20,3	0,08	
83-50/17			90,2	9,3	1,4	2,6	496,2	46,0	0,20	
83-50/20			29,4	4,0	0,0	0,0	175,0	8,0	0,19	
83-50/17			109,6	12,3	1,3	2,5	617,3	47,3	0,20	
83-50/22			94,1	22,5	0,0	Следы	135,0	6,5	0,86	
83-9/2			196,1	8,0	0,0	3,2	956,1	5,0	0,21	
83-13/12			124,4	2,3	0,0	3,1	840,0	2,0	0,15	

Примечание. Температура печи во всех опытах 800 °С. Навеска бралась по 300 мг. Каждый анализ представляет среднее из 2—5 опытов. O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub> анализом не установлены.

Процесс усиливался в зонах повышенной проницаемости и деформаций, что подтверждается увеличением количества N<sub>2</sub> в более деформированных лавах верхней пластины по сравнению с массивными габбро нижней пластины, а также появлением N<sub>2</sub> в вулканогенно-осадочных породах в зонах взаимодействия с дорифейским фундаментом (см. табл. 36) и в самом фундаменте в таких зонах (см. табл. 35).

С большой долей вероятности можно предположить, что состав флюида (и косвенно степень метаморфических преобразований пород офиолитовых ассоциаций) в значительной степени будет определяться количественным соотношением магматических и осадочных членов офиолитового комплекса и степенью его деформированности. Возможным подтверждением такого предположения, помимо приведенных данных, является тот факт, что в геологическом плане метаморфизм пород рассматриваемого возрастного уровня, куда входят и образования офиолитовых зон, имеет пятнистый характер расланцевания пород и минеральных превращений.

Таким образом, хроматографические исследования состава флюидных включений показали, что основу флюида метаморфизма различных этапов, связанных как с формированием собственно дорифейского сиалического фундамента, так и с преобразованием пород верхнего структурного этажа, составляла углекисло-водно-солевая смесь со значительными вариациями соотношений CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O и дополнительными компонентами в зависимости от состава пород, PT-условий метаморфизма и конкретной геотектонической обстановки (рис. 35). Так, породы фундамента включая пегматиты вдали от зон разломов и смятия характеризуются значительными вариациями отношения CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O и практически стерильны в отношении N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и H<sub>2</sub>. Породы верхнего структурного этажа, преимущественно магматические члены офиолитового компл-



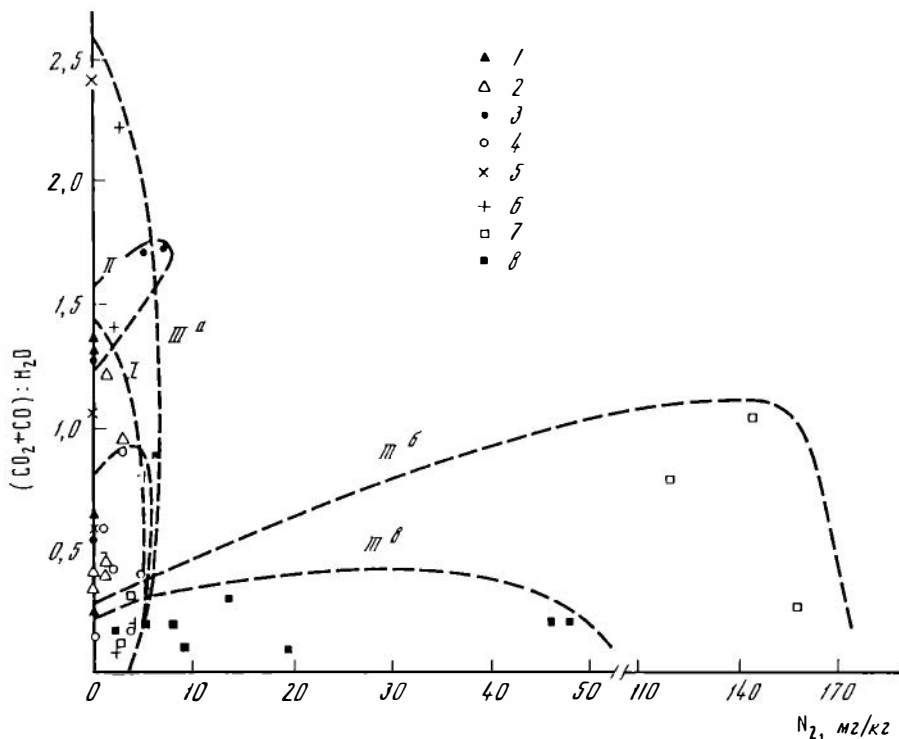


Рис. 35. Соотношение составов флюидных включений в кварцах пород дорифейского фундамента и верхнего структурного этажа (преимущественно офиолитового комплекса)

I — породы дорифейского фундамента вне зон взаимодействия с офиолитовыми пластинами (1 — сланцы, гнейсы, 2 — мигматиты, пегматиты); II — породы фундамента из зон взаимодействия с пластинами (3 — будины, 4 — вмещающие будины породы); III<sup>а</sup> — породы верхнего структурного этажа; III<sup>б</sup> — вулканогенно-осадочные породы, перекрывающие офиолиты (5 — вне зон взаимодействия с фундаментом; 6 — из зоны взаимодействия); III<sup>в</sup> — магматические породы офиолитов (7 — шаровые лавы верхней пластины; 8 — нижнее габбро)

лекса, претерпевшие более низкотемпературный метаморфизм, характеризуются в среднем более низкими отношениями  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ , малыми содержаниями  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2\text{O}$  и значительным количеством  $\text{N}_2$ . Породы фундамента из зон разломов и смятия, претерпевшие несколько этапов метаморфизма, по указанным характеристикам занимают промежуточное положение. И совершенно резко по значениям содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  выделяются будины по породам фундамента в зонах надвигов офиолитовых пластин. Скорее всего, произошла закупорка ("блокирование") флюида куммингтонитовой каймой, сформировавшейся на заключительном этапе метаморфизма.

Для проверки наличия ряда флюидных компонентов и детализации полученных закономерностей проведены волюмометрические и криометрические определения состава индивидуальных первичных включений в кварцах из пород указанных трех групп (см. табл. 24, 25, 34).

Из пород дорифейского сиалического фундамента вне зон разломов и смятия, помимо образцов с включениями  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , преобладают образцы, содержащие в основном включения  $\text{CH}_4$  (см. табл. 24). При этом в пределах одного и того же этапа метаморфизма наблюдается эволюция состава флюида, проявленная в окислении  $\text{CH}_4$  с образованием  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , связанная с формированием пегматитов. В зальбандах пегматитовых тел (обр. 82-14/7) фиксируются включения  $\text{CH}_4$ , а в их центральных частях преобладают включения  $\text{CO}_2$  (обр. 82-14/8 — 14/11).

В породах дорифейского фундамента из зон разломов и смятия (см. табл. 25) статистически преобладают образцы, содержащие кварц двух генераций: с преобладанием включений  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  в пределах одной и той же пластинки шлифа. Скорее всего, это связано с отменной выше эволюцией состава флюида в пределах одного и того же

этапа метаморфизма, но не исключено и влияние заключительного наложенного этапа метаморфизма, вызвавшего в этих тектонически активных зонах сброс давления и значительное окисление более восстановительного флюида раннего этапа метаморфизма.

В породах верхнего структурного этажа также содержится кварц двух генераций. Наблюдается сохранность в неперекристаллизованных или частично перекристаллизованных кварцах включений  $H_2O + CO_2$ , которые, по-видимому, отражая в некоторой степени состав флюида заключительного этапа становления магматических пород офиолитов в условиях коры, и дают нам существенную долю содержаний  $CO_2$  и  $H_2O$  в хроматографических анализах габбро и, возможно, отчасти шаровых лав. Количество же  $N_2$  в лавах возрастает за счет большого количества новообразованного при метаморфизме кварца, в котором преобладают включения  $N_2 \cdot H_2O$ . В кварцах нижних габбро обнаружены раскристаллизованные расплавные включения, температуры гомогенизации которых составляют  $880-900^\circ C$ , что подтверждает сохранность части реликтового магматического кварца.

Таким образом, проведенные хроматографические, волюмометрические и криометрические исследования кварцев из метаморфических пород дорифейского фундамента и верхнего структурного этажа позволяют сделать следующие основные выводы о закономерностях эволюции состава метаморфогенного флюида.

1. Большая часть метаморфогенного флюида имеет местный (не мантийный) источник.

2. Состав флюида зависит от состава исходных метаморфизируемых толщ, *PT*-условий метаморфизма и конкретной геотектонической обстановки при метаморфизме.

3. Состав флюида главного этапа среднетемпературного и (или) низкотемпературного прогрессивного регионального метаморфизма был преимущественно углекисло-водно-солевым с незначительной примесью  $CH_4$ ,  $N_2$ ,  $H_2$  и других дополнительных компонентов.

4. Состав флюида смещается в сторону малорастворимых компонентов главным образом за счет различных коэффициентов перераспределения между новообразующимися, преимущественно водными, минералами и флюидом.

5. Основным поставщиком глубинной составляющей метаморфогенного флюида являются магматические породы.

6. Мантия и низы коры неоднородны не только по валовому составу породообразующих компонентов, но и по содержанию как самого флюида, так и различных его компонентов.

#### ГЛАВА IV

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ

Формационный анализ метаморфических комплексов Монголии, характеризующих ранние этапы геологического развития региона, является дальнейшим развитием учения, теоретические основы которого длительное время успешно разрабатывались в ИГиГ СО АН СССР под руководством академика В.С. Соболева [Добрецов и др., 1971, 1976; и др.]. Под метаморфической формацией понимается устойчивая естественная ассоциация метаморфических пород определенного состава, формирующаяся при специфическом режиме метаморфизма [Добрецов и др., 1976]. Выделение различных типов регионального метаморфизма в зависимости от особенностей тектонического режима и проявлений магматизма дает возможность перейти к выделению метаморфических формаций в конкретных регионах, учитывая не только тип метаморфизма, но и состав метаморфизируемых пород.

Монголия является типичным гетерогенным складчатым сооружением, в котором выделяются метаморфические комплексы различного возраста и тектонического положения — от высокометаморфизованных пород дорифейского фундамента до зеленосланцевых пород офиолитов, участвующих в строении верхнего структурного этажа. Эти комплексы расположены в пределах различных структурно-формационных зон (рифид, каледонид и герцинид).

## КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Основой классификации являются метаморфические формации Восточного Прихубсугулья, для которого авторами составлена карта (рис. 36) и детально изучены особенности метаморфизма [Зайцев и др., 1982; Ильин, 1982; Кепежинскас и др., 1984, 1985, 1986]. Учтены также оригинальные данные по хребту Хан-Хухэй, Тургену, Гоби-Алтайскому выступу, Баян-Хонгорской зоне, Центральном-Монгольскому поднятию и другим районам [Зайцев и др., 1982; Кепежинскас, 1979; В.В. Кепежинскас и др., 1976, 1985; Кепежинскас, 1977; К.Б. Кепежинскас и др., 1984, 1985, 1986; а также другие опубликованные результаты исследований по метаморфизму [Дергунов и др., 1983; Бойшенко, 1978; Благодоров, Зайцев, 1971; Зоненшайн, Томуртоого, 1979; Митрофанов и др., 1981; Поляков и др., 1984;].

Выделены 21 формация (табл. 37), которые по условиям метаморфизма и тектоническим признакам объединены в 4 группы: формации фундамента, предгеосинклинальные сланцевые формации, формации офиолитовых зон и геосинклинальные осадочно-метаморфизованные формации. Название последней группы формаций достаточно условно, поскольку они являются промежуточными между собственно метаморфическими и вулканогенно-осадочными, к которым их можно относить в зависимости от цели исследования.

### ФОРМАЦИИ ФУНДАМЕНТА

Для реконструкции истории метаморфической геологии докембрия Монголии формации фундамента имеют особое значение, хотя область их распространения по сравнению с другими формациями ограничена, а они сами оказываются разновозрастными и сложными по генезису.

#### Гнейсово-гранулитовая формация

Типичным примером этой формации являются породы гранулитовой фации, впервые описанные нами как толща С в верховьях р. Барун-Турун-Гол на северном склоне хребта Хан-Хухэй [Кепежинскас, 1977]. На основе минерального и химического состава пород и особенностей метаморфизма нами было высказано предположение, что толща аналогична верхним частям архейского разреза Шарыжалгайского выступа. Это нашло отражение в работах сотрудников ИГиГД, объединивших указанные породы в эрзинский комплекс. В.В. Кепежинскас [Кепежинскас и др., 1976] также обнаружила к востоку от хребта Хан-Хухэй (но в пределах единого тектонического блока Северной Монголии) среди ксенолитов вулкана Шаварын-Царам критическую для гранулитовой фации ассоциацию — кварц-калишпат-двупироксеновые гнейсы. Изучение цирконов из близких пород Байдарагинского выступа подтвердило их древний архейский возраст [Митрофанов, Бибикина и др., 1985].

Формация состоит из гранито-гнейсов, двупироксеновых, гиперстеновых и шпинель-кордиерит-гранат-силлиманитовых гнейсов и сланцев, гранатовых кварцитов, пироксен-скаполитовых пород, мигматитов и пегматитов. Встречаются единичные амфиболовые породы.

Наиболее характерными парагенезисами являются: кварц + плагиоклаз (30) + калишпат + ромбический пироксен (34-46) + моноклинный пироксен (33-42) + аксессуарные; плагиоклаз + гиперстен + диопсид (33) + амфибол + биотит; кварц + плагиоклаз + калишпат + силлиманит + гранат + биотит + кордиерит + шп. гель; кварц + плагиоклаз + биотит+гранат (87) + гиперстен; кварц+гранат+пироксен+сфен+скаполит+кальцит. Породы претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фации алданского типа. На основе парагенетического анализа параметры могут быть оценены так:  $T \sim 850^\circ\text{C}$ ;  $P \leq 7$  кбар.

Взаимоотношения с другими метаморфическими формациями и интрузивными породами сложные и неоднозначные. Как правило, это реликты в виде будин в породах гнейсово-кварцито-карбонатной формации, претерпевшей метаморфизм преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Контакт между упомянутыми формациями закартирован как поверхность, наиболее деформированная в этап III F<sub>2</sub> [Митрофанов и др., 1981]. Породы гнейсово-гранулитовой формации отмечены также в виде провесов кровли и крупных ксенолитов среди различных гранитов.

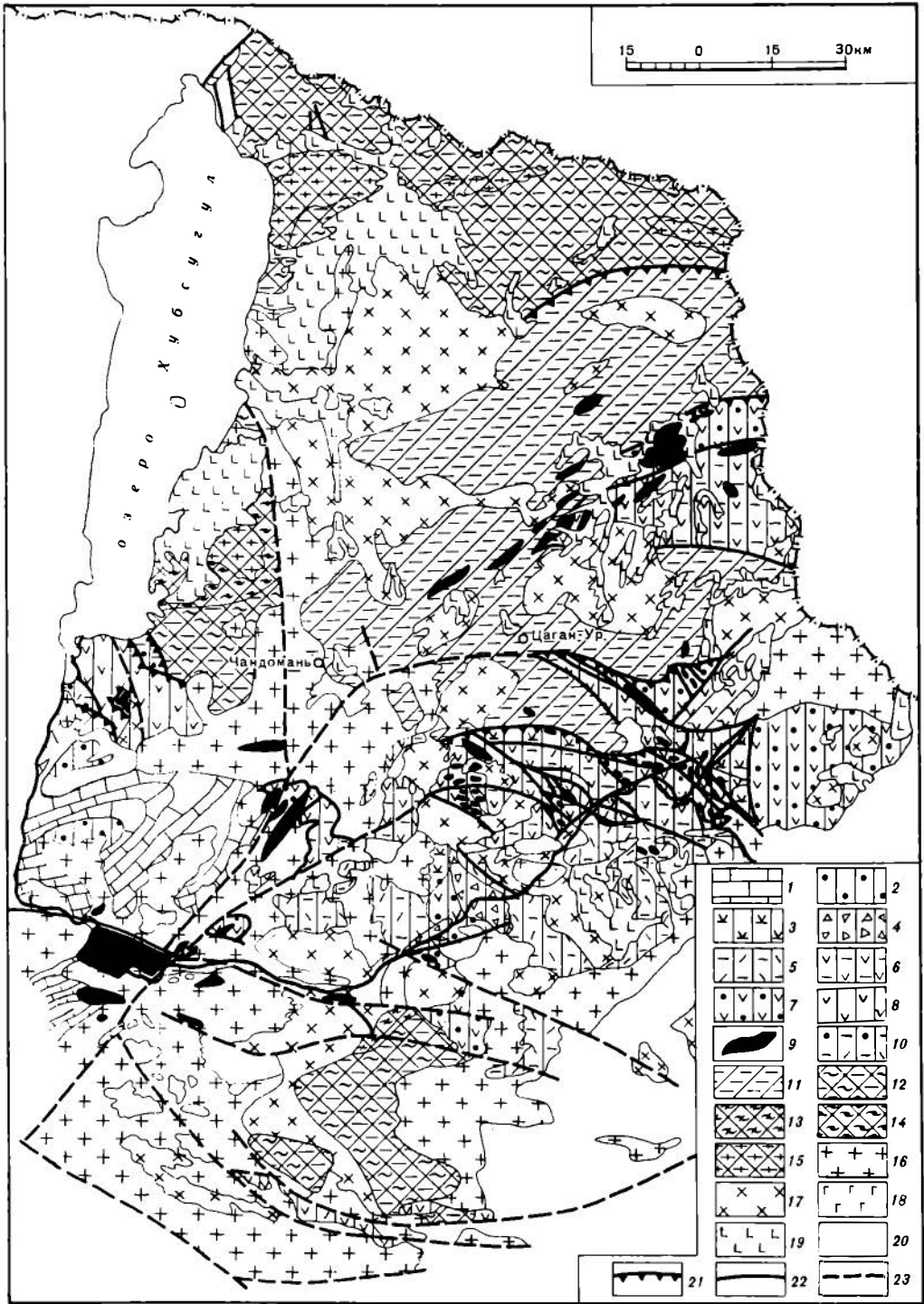


Рис. 36. Карта метаморфических формаций Восточного Прихубсугуля

Формации: 1 — карбонатная и кремнисто-карбонатная; 2 — метатерригенная включая граувакковую, флишоидную и туфогенно-терригенную; 3 — метаандезит-дацитовая и метаандезит-дацит-риолитовая (известково-щелочная) зеленосланцевая; 4 — метаолистограммовая; 5 — полимиктовая метатерригенно-сланцевая с вулканидами; 6 — метатерригенная карбонатно-сланцевая (тонко- и грубообломочные граувакки) с вулканидами; 7 — метабазаальт-углисто-сланцевая; 8 — метабазаальт (толеит) -сланцевая; 9 — метавулканическая (включая зоны меланжа); 10 — песчано-сланцевая полимиктовая, иногда с метавулканидами кислого, реже основного состава; 11 — флишоидно-карбонатно-сланцевая (местами с черными сланцами); 12 — сланцево-карбонатно-амфиболитовая; 13 — гранито-мигматито-гнейсовая нерасчлененная; 14 — мигматито-гнейсовая; 15 — гранито-гнейсовая. Неметаморфизованные изверженные породы: 16 — гранодиориты и граниты  $D_{1-2}$ ; 17 — тоналиты и плагиограниты  $E_{1-2}$  (таннуольский комплекс); 18 — габброиды, ассоциирующие с плагиогранитами  $E_{1-2}$  и неясного генезиса. Прочие породы: 19 — кайнозойские неизменные плато-базальты; 20 — метаморфические породы фанерозоя. Разломы: 21, 22 — додевонские (21 — надвиговые, 22 — прочие), 23 — постдевонские

Т а б л и ц а 37

Классификация метаморфических формаций Монголии

Формации	Состав	Фация	Примеры
<b>А. Формация фундамента</b>			
Гнейсово-гранулитовая	П+МП+М	$V_1$	Ксенолиты вулкана Шаварын-Царам и будины в цэлском мегакомплексе. Возможно, высокотемпературная часть толщи С (зоны III) хребта Хан-Хухэй.
Гнейсово-кварцит-карбонатная	П+МП+КВ+К+М	$V_1 + V_2$	Толща С (зоны II + III) хребта Хан-Хухэй
Амфиболит-плагиогнейсовая	ПГ+П+М+МБ± ±БМ+МАБ	$V_1 + V_2$	Толща С (зоны II + III) хребта Хан-Хухэй; Баян-Хонгорская зона; район сомонов Цэл и Цогт; Гоби-Алтайский выступ
“Нестратифицированная” метавулканическая-мафитовая	МПР±МВ+МГ	$V_1 + V_2 ± V_3$	р. Туин-Гол (Баян-Хонгорская зона), Гоби-Алтайский выступ; хребет Хан-Хухэй
Эклогит-гнейсовая	ЭК±ЭКП±ПГ± ±МБ±БМ	$V_2 + C_2$	Ксенолиты вулкана Шаварын-Царам; Дариби; р. Туин-Гол (Баян-Хонгорская зона)
Гранито-гнейсовая	П+γ	$V_2 + V_3$	Толща В+часть С хребта Хан-Хухэй;
Мигматито-гнейсовая	М+П+γ	—; —	Баян-Хонгорская зона; южный склон Монгольского Алтая; хребет Турген; Дзобханский выступ; Гоби-Алтайский выступ; район сомонов Цэл и Цогт; Керулен; Бутули-Нуринское поднятие
Сланцево-карбонатно-амфиболитовая	МП+ПГ+МАБ+К	$V_3 + C_3$	Баян-Хонгорская зона; южный склон Монгольского Алтая; хребет Турген; Дзобханский выступ; Гоби-Алтайский выступ; район сомонов Цэл и Цогт; Керулен; Бутули-Нуринское поднятие
Зональная сланцево-гнейсовая	П+МП	$V_2 + V_3 ± C_3$	Баян-Хонгорская зона (толща II)
Диафторитовая дистен-сланцево-амфиболитовая (аналог свиты Кейв)	МП+МГ+МБ	$C_3 ± V_2 ± C_2$	Баян-Хонгорская зона (толща II)
<b>Б. Формации верхнего структурного этажа</b>			
<b>I. Предгеосинклинальные сланцевые формации</b>			
Флишоидно-карбонатно-сланцевая (местами с черными сланцами)	МП+МА+К+УКр	$V_4 + C_3$	Билюгинская (окинская) свита хребта Хан-Хухэй, ульдзитгольский комплекс Баян-Хонгорской зоны, часть джиргаланского комплекса в районе сомонов Цэл и Цогт; Гоби-Алтайский, Идэрский и Дзобханский выступы; Керулен; Прихубсугуль, Центральное-Монгольское поднятие
Песчано-сланцевая полимиктовая, иногда с метавулканидами кислого, реже основного состава	МА+Кр+УКр+ +МР+МБ	$V_4 + C_3$	Билюгинская (окинская) свита хребта Хан-Хухэй, ульдзитгольский комплекс Баян-Хонгорской зоны, часть джиргаланского комплекса в районе сомонов Цэл и Цогт; Гоби-Алтайский, Идэрский и Дзобханский выступы; Керулен; Прихубсугуль, Центральное-Монгольское поднятие
<b>II. Метаморфические формации офиолитовых зон</b>			
“Стратифицированная” метавулканическая-мафитовая (включая зоны меланжа)	МД+МГР±МЛ± ±МПР+МГ	$V_4 ± V_3$	Значительная часть дархатско-хубсугульского структурно-вещественного комплекса в Прихубсугулье, хребте Хан-Хухэй, хребте Турген, Озерной зоне, Дариби, Хан-Тайшире, Баян-Хонгорской зоне, на Керулуне и др.

Таблица 37 (окончание)

Формации	Состав	Фация	Примеры
Метабазальт (толеит) - сланцевая	МАБ+КР	$V_4 - V_5$	
Метабазальт-углисто-кремнисто-сланцевая	МБ+УКр+КР	$V_4 \pm V_5$	
Метатерригенная карбонатно-сланцевая (тонко- и грубозернистые граувакки) с вулканитами	БМ+К+МП±МБ	$V_4$	
<b>III. Геосинклинальные осадочно-метаморфизованные формации</b>			
Полимиктовая метатерригенно-сланцевая с вулканитами	МА+МП+МАБ	$V_4 \pm V_5$	Верхняя часть дархатско-хубсугульского структурно-вещественного комплекса (часть дархатской свиты; хубсугульская серия; цаганоломская свита; дзабханская серия и т. д.) в Прихубсугулье, Бутулин-Нуринском поднятии, Озерной зоне, Дариби, Хан-Тайшире, Баян-Хонгорской зоне, Центрально-Монгольском поднятии, на Керулене и др.
Метаолистостромовая	Обломки разных пород в МП+К цементе	$V_4$	
Метаандезит-дацитовая и метаандезит-дацит-риолитовая (бонинитовая, известково-щелочная)	МАБ+МБ+МР± ±ПГ±К	$V_4$	
Метатерригенная, включающая граувакковую, флишoidalную и туфогенно-терригенную	МП±МА+ПГ	$V_4$	
Карбонатная и кремнисто-карбонатная	К+КР	$V_4 + V_5$	
<p>Примечание. БМ — базальтовые метаграувакки (амфиболовые сланцы), К — кальцитовые мраморы, мраморизованные известняки, КВ — кварциты, КР — кремнистые сланцы, М — мигматиты, МА — метаморфизованные аркозы, МАБ — метабазиты андезито-базальтового состава, МБ — прочие метабазиты, МВ — метаверлиты, МД — метадуниты, МГ — метагаббро, МГР — метагарцбургиты, МЛ — металерцолиты, МПР — метапироксениты, МП — метаморфизованные пелиты, МР — метариолиты, метадациты, П — плагиограниты-гнейсы, ПГ — плагиогнейсы, плагиограувакки андезитовидного состава, Пγ — плагиограниты, γ — граниты, УКр — углисто-кремнистые сланцы, ЭК — эклогиты, ЭКП — эклогитоподобные породы. Фации по: [Добрецов и др., 1970].</p>			

### Карбонатные формации

На территории Монголии среди образований фундамента устанавливается два стратиграфических уровня карбонатных формаций: предположительно верхнеархейский (гнейсово-кварцито-карбонатная формация) и нижнепротерозойский (сланцево-карбонатно-амфиболитовая формация).

**Гнейсово-кварцито-карбонатная** формация наиболее широко распространена в хребте Хан-Хухэй и представлена образованиями моренского комплекса. К ней в указанных районах относится большая часть пород тэсской свиты В.А. Амантова. В низах разреза выделяется пачка пород, содержащая пласты железистых кварцитов. Кроме них, здесь присутствуют амфиболиты, слюдисто-карбонатные сланцы и гранат-слюдистые кварциты, а выше по разрезу — амфиболосодержащие гнейсы. Наиболее развиты биотитовые гнейсы и мигматиты. Отмечаются также белые (без графита) мраморы.

Характерны следующие минеральные ассоциации: кварц + плагиоклаз (№ 26) + калишпат + биотит + гранат + силлиманит; кварц + плагиоклаз + калишпат + биотит + гранат + андалузит; кварц + плагиоклаз + моноклинный пироксен + ромбический пироксен; кварц + плагиоклаз + гранат + оливин + магнетит; кварц + плагиоклаз (№ 40) + амфибол + диопсид + гранат и кварц + плагиоклаз + амфибол + гранат. Такие ассоциации и состав минералов в них позволяют оценить условия метаморфизма в пределах гранулитовой и амфиболитовой фаций переменных давлений ( $T \sim 650-800^\circ\text{C}$ ,  $P \geq 3,5-7,5$  кбар). В породах рассматриваемого комплекса отмечены по крайней мере три этапа метаморфизма [Митрофанов и др., 1981].

**Сланцево-карбонатно-амфиболитовая** формация встречается практически во всех

структурно-фациальных зонах (Западное и Восточное Прихубсугулье, хребет Хан-Хухэй, Гоби-Алтайский выступ и др.) и охватывает значительную часть образований выделенного нами балыктыгхемско-бумбугерского комплекса нижнего протерозоя (см. табл. 37). В Восточном Прихубсугулье породами этой формации сложены преимущественно крылья гранито-гнейсовых куполов (см. рис. 36). Широко распространены двуслюдяные, гранатовые, цоизитовые, амфиболовые и силлиманитовые гнейсы и сланцы: кварц + плагиоклаз + гранат (80–84) + биотит (47–56) + мусковит, кварц + плагиоклаз + гранат (76–82) + биотит (39–43) + силлиманит, кварц + плагиоклаз + цоизит + амфибол, кварц + плагиоклаз + гранат (85–88) + биотит (53–59) + эпидот и др. В меньшей степени развиты гранат- или диопсидсодержащие пара- и ортоамфиболиты: кварц + плагиоклаз (№ 38–51) + амфибол (53–55) + диопсид (36–41) + сфен, кварц + гранат + амфибол, плагиоклаз + амфибол, а также мраморы, мраморизованные известняки с маломощными прослоями известково-силикатных пород, кальцифиров и кварцитов; кварц + плагиоклаз + амфибол + диопсид + цоизит + сфен, кварц + плагиоклаз + гранат + мусковит + амфибол + эпидот + сфен + кальцит + анортит, скаполит + диопсид + амфибол + плагиоклаз + кальцит + сфен + циркон, оливин + плагиоклаз + апатит + кальцит + гидротантал (?). Встречаются единичные маломощные тела мусковитовых пегматитов и ставролит- и дистенсодержащих пород.

Фациальным и возрастным аналогом этой формации в Западном Прихубсугулье и на северном склоне хребта Хан-Хухэй является кварцито-карбонатная формация. В нее входит кварцито-мраморная толща В.А. Амантова (хангильцигская или балыктыгхемская свита), которая протягивается по всему юго-западному обрамлению Сибирской платформы. По составу это графитовые мраморы, содержащие большое количество кварцитов. В толще много ортотектонитовых пегматитов, которые слагают будинированные жилы. В ее строении участвуют обильные межпластовые тела ранне-складчатых интрузивных гранитоидов, превращенных в ортогнейсы. Породы толщи перекрыты рифейской нарынской свитой. Характерны следующие минеральные ассоциации: кварц + плагиоклаз + калишпат + гранат + андалузит + кордиерит, кварц + диопсид + кальцит, кварц + олигоклаз + мусковит и плагиоклаз + гранат + моноклиновый пироксен.

Метаморфизм сланцево-карбонатно-амфиболитовой (кварцито-карбонатной) формации неоднороден и охватывает амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую фации низких и умеренных давлений ( $T \sim 600\text{--}700^\circ\text{C}$  и  $P = 3 \div 7$  кбар). Давление оценено в основном по удельным объемам включений жидкой  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ .

### Амфиболит-плагиогнейсовая формация

Эта формация охватывает в основном амфиболит-гнейсовую часть разреза моренского ( $A_2$ ) комплекса в Баян-Хонгорской зоне, Гоби-Алтайском выступе, районе сомон Цэл и Цогт и хребте Хан-Хухэй. Состоит из амфиболитов, плагиогнейсов и плагиомигматитов с прослоями кварцитов и карбонатных пород.

В мигматизированных гнейсах характерны парагенезисы: кордиерит + силлиманит + плагиоклаз № 24–27 + кварц ± калиевый полевой шпат, гранат + моноклиновый пироксен + плагиоклаз № 30–35 + кварц ± калиевый полевой шпат, гранат + биотит + силлиманит + плагиоклаз № 25–30 + кварц + микроклин и др. В амфиболсодержащих гнейсах встречаются зеленая роговая обманка + плагиоклаз № 30–35 ± кварц ± скаполит и (или) куммингтонит + плагиоклаз № 28–32 + кварц. В амфиболитах наиболее характерны ассоциации плагиоклаз № 30–80 + амфибол ± гранат ± кварц, плагиоклаз (до № 90) + амфибол ± моноклиновый пироксен ± цоизит ± кварц и др. Это также указывает на неоднородный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций переменных давлений.

### “Нестратифицированная” метальтрамафит-мафитовая формация

Эта формация самым тесным образом связана с вышеописанной, “пропитываемая” весь ее разрез будинированными телами базитов разного размера, по-видимому до-складчатыми, реже телами ультрабазитов, превращенных в горнблендиты, гранатовые и безгранатовые габбро-амфиболиты и пр. Она характерна по крайней мере для двух возрастных уровней — позднеархейского и раннепротерозойского. По особенностям

Таблица 38

## Химический состав (мас.%) пород из небольших пластовых тел и будин "нестратифицированной" метаультрамафит-мафитовой формации Монголии

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O
<b>Поздний архей</b>													
<i>Хребет Хан-Хухэй (толща С в районе Турун-сомона)</i>													
1	40,27	0,84	20,63	8,55	—	0,16	15,13	12,58	1,34	0,48	—	1,23	—
2	52,40	0,82	16,94	10,70	—	0,15	4,95	11,98	1,90	0,79	—	0,65	—
<i>Гоби-Алтайский выступ</i>													
3	45,54	2,40	17,22	2,94	11,12	0,20	5,38	10,22	3,29	0,74	0,95	2,02	0,13
4	45,97	1,56	16,02	2,43	10,41	0,21	8,31	12,28	2,03	0,4	0,13	2,09	0,10
5	48,85	5,56	11,72	1,39	13,09	0,33	6,77	9,06	2,35	0,61	0,26	1,90	0,08
6	49,52	0,68	22,20	1,00	6,44	0,11	4,49	12,10	3,23	0,28	0,09	1,35	0,05
7	52,78	0,84	7,02	1,79	7,00	0,22	15,70	13,16	0,88	0,62	0,14	1,79	0,15
8	54,10	0,36	10,29	2,11	5,60	0,20	11,92	12,11	1,70	1,02	0,11	2,45	0,05
9	55,39	0,29	6,32	2,00	7,30	0,18	15,72	10,93	1,00	0,71	0,08	2,53	0,16
10	56,28	1,36	5,35	1,46	5,71	0,19	17,11	12,28	0,64	0,27	0,42	1,19	0,08
<i>Баян-Хонгорская зона, левый берег р. Туин-Гол</i>													
11	44,04	1,36	8,51	5,16	7,34	0,17	24,25	7,94	0,31	0,82	0,10	3,17	0,24
12	48,24	3,02	18,74	1,21	8,92	0,20	4,56	11,07	0,87	2,41	0,77	3,84	0,16
13	49,22	2,34	13,82	2,03	13,47	0,23	6,08	11,39	0,98	0,18	0,25	2,15	0,09
<b>Ранний протерозой</b>													
<i>Баян-Хонгорская зона, правый берег р. Туин-Гол</i>													
14	43,71	2,49	19,04	1,66	10,82	0,22	5,73	13,03	1,87	0,99	0,44	5,27	0,12
15	44,47	1,55	22,61	2,02	9,05	0,40	6,21	10,04	1,50	1,95	0,20	4,16	0,10
16	44,59	4,11	14,57	2,38	14,47	0,24	6,41	11,83	0,84	0,34	0,22	2,72	0,07
17	46,02	3,17	14,82	2,99	12,43	0,27	5,88	10,49	2,57	0,97	0,39	2,16	0,14
18	47,60	3,23	15,41	3,39	11,51	0,21	7,19	7,72	3,40	0,84	0,50	2,89	0,23
19	48,50	1,02	19,19	4,22	5,83	0,16	5,54	12,77	2,29	0,27	0,20	0,69	0,15
20	49,59	2,03	14,05	2,93	10,94	0,22	7,24	9,74	2,48	0,57	0,22	2,56	0,06
<i>Восточное Прихубсугуль (районы рек Дзунын-Гол и Алаг-Цари-Гол)</i>													
21	46,75	3,29	14,94	17,05	—	0,22	6,73	7,13	3,55	0,06	0,27	0,59	—
22	48,30	1,10	15,92	10,67	—	0,19	8,34	12,74	2,57	0,12	0,05	2,32	—
23	49,61	0,49	18,52	8,25	—	0,15	5,75	13,47	3,70	0,02	0,04	5,44	—
24	51,72	0,93	17,11	3,69	5,49	0,19	7,41	9,37	3,51	0,34	0,24	2,95	—
25	53,49	0,93	18,82	8,09	—	0,14	5,44	8,60	3,47	0,74	0,30	1,44	—
26	53,62	1,30	16,84	1,41	7,43	0,17	4,34	10,57	3,60	0,63	0,12	1,49	—
27	54,09	0,70	10,42	0,76	8,22	0,17	12,74	10,89	1,53	0,40	0,06	2,40	—
28	54,88	0,63	17,26	5,81	3,66	0,18	5,29	6,54	4,04	1,46	0,25	3,13	—
29	55,36	2,00	16,38	1,93	9,53	0,28	3,08	6,84	3,95	0,38	0,25	1,34	—

Примечание. Все анализы приведены к 100% после вычитания указанных п.п. и H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>. Ассоциация: 1 (70-22/9) — Пл + Ам порода (по габброидам); 2 (70-25/4) — Кв + Пл + Ам порода (метагаббро); 3—6 — габбро и габбро-амфиболиты по расслоенным габброидам (мощностью приблизительно 600 м): 3 (18/6-84) — пегматоидное лейкократовое (Кв + Пл + Ам + Ап) габбро, 4 (18/8-84) — Кв + Пл + Ам габбро-амфиболит, 5 (18/3-84) — Кв + Пл + Ам + Рудн + Сф + Турм + Хл габбро, 6 (18/12-84) — Пл + Ам + МП габбро; 7—10 — мелкие (до первых м) будины метапироксенитов в мигматито-гнейсовой толще: 7 — (16/9-84) — Кв + МП + Ам метапироксенит, 8 (16/10-84) — Кв + Пл + МП + Ам + Сер (по Пл) разгнейсованный габбро-пироксенит, 9 (14/12-84) — Кв + МП + Ам метапироксенит, 10 (16/8-84) — Кв (сл) + Ам горнблендит; 11—13 — будины и ксенолиты в мигматито-гнейсовой толще: 11 (26/26-84) — Ол + МП + РП (?) + Шп + хромит + Ам метаверлит; 12 (26/11-84) — Сер (по Пл) + МП + Ам + Кв + Эл + Рудн метагаббро с ксенолитами гранито-гнейсов, 13 (27/1-84) — Гр + Ам + Кв (сл) + Эл (сл) + Рудн + Сф + МП амфиболит (по габбро-пироксениту); 14—20 — мелкие пластовые и будинообразные залежи и будины метаморфизованных габброидов: 14 (35/8-84) — Пл + Ам + Рудн + Сф + Ап + Кв (сл) габбро-амфиболит, 15 (39/15-84) — Гр + Ам + (Кв + Цо + Хл: вторичные) + Сер (по Пл) неравномернозернистый амфиболит, 16 (37/12-84) — Гр + Ам + Рудн + Сф + Кв (сл) амфиболит, 17 (39/3-84) — Гр амфиболит, 18 (35/9-84) — Ам + (Ка + Эл + Рудн) горнблендит, 19 (37/6-84) — Пл + Гр + Ам + Сф + Кв амфиболит, 20 (41/3-84) — Ам + Эл (сл) + Кв (сл) + Рудн амфиболит; 21—29 — небольшие линзовидные и будиноподобные тела метагабброидов, иногда расслоенных: 21 (83-19/1) — гранатовый амфиболит, 22 (83-13/1) — меланократовый амфиболит, 23 (83-13/3) — диопсидовый амфиболит, 24 (239-81) — контакт плагиоклазового амфиболита с серпентинизированным и эпидотизированным пироксенитом, 25 (83-40/1) — габбро-амфиболит, 26 (82-10/6) — Кв + Пл + Ам + МП амфиболит, 27 (82-14/1) — Кв + Пл + Ам амфиболит, 28 (242-81) — Би + Ам разгнейсованная порода, 29 (82-28/1) — Кв + Пл + Ам + Рудн амфиболит.



химизма (табл. 38) отчасти сходна со "стратифицированной" метаультрамафит-мафитовой формацией офиолитовых зон, но отличается от нее степенью метаморфизма и геологическим положением. Не исключено, что при более детальном изучении они окажутся разновозрастными аналогами.

Наиболее характерные ассоциации "нестратифицированной" ультрамафит-мафитовой формации предположительно позднеархейского возраста (кварц + плагиоклаз + амфибол ± акцессорные ± рудные, плагиоклаз + амфибол + моноклиновый пироксен, оливин + моноклиновый пироксен + ромбический пироксен + шпинель + хромит + амфибол, гранат + моноклиновый пироксен + амфибол и др.) не противоречат возможной ее принадлежности к гранулитовой и амфиболитовой фациям переменных давлений. Одной из ярких отличительных черт метаморфизма этих пород является редкость по сравнению с нижнепротерозойскими явно наложенных диафторических изменений за исключением амфиболитизации пироксенов. Несмотря на небольшие размеры тел и будин (от нескольких сантиметров до первых метров), породы имеют исключительно свежий вид, часто не утративший признаков первичного магматического происхождения. Можно предположить, что, претерпев метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций переменного давления совместно с вмещающими породами предположительно позднеархейского возраста, они не претерпели впоследствии существенных изменений за исключением случаев попадания их в условия специфических узколокальных зон типа зон милонитизации. В некоторых случаях нельзя исключать и возможную переработку более древних формаций метаморфическими процессами более молодых тектономагматических эпох. Можно отметить некоторые различия в размерах тел и их составе. В позднеархейских устанавливается в основном интрузивная фация ультрамафит-мафитовой формации, образованная редкими довольно крупными (600 X 1000 м) стратиморфными ритмически расчлененными массивами и многочисленными телами небольших размеров — мелкими будинами, силлами и будинированными пластовыми залежами. В их составе преобладают пироксениты и габброиды при подчиненной роли ультрамафитов. Расчлененные массивы характеризуются наличием ультрамафитовых кумулятов, мезо- и лейкократовых габброидов до анортозитов включительно.

В отличие от контрастных по размерам и строению позднеархейских ультрамафит-мафитовых тел в раннем протерозое наблюдается более однородная серия послыстных пластовых залежей, будинообразных тел и будин мощностью от первых метров до 50—70 м и протяженностью часто до 200—300 м, представленных главным образом метагабброидами. Для них характерна также расчлененность, не связанная с вариациями составов в пределах группы габбро с частым появлением лейкократовых пегматоидных разностей. Минеральные ассоциации (плагиоклаз + амфибол + акцессорные + кварц, гранат + амфибол + акцессорные + кварц, плагиоклаз + амфибол + диопсид + кварц + сфен, амфибол + эпидот + кальцит + рудный и др.) и состав минералов согласуются с метаморфизмом в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Вторичные изменения распространены более широко, чем в позднеархейских.

### Эклогит-гнейсовая формация

Эта формация, по-видимому, также тесно связана с двумя вышеприведенными формациями. Как уже отмечалось, эклогиты и эклогитоподобные породы встречены в Монголии пока лишь в ксенолитах вулкана Шаварын-Царам, единичном выходе среди амфиболит-плагиогнейсовой формации в районе Дариби и в виде будины (ксенолита?) в породах указанной формации в бассейне р. Туин-Гол в Баян-Хонгорской зоне. Минеральные ассоциации (гранат + моноклиновый пироксен, гранат + моноклиновый пироксен + плагиоклаз, гранат + моноклиновый пироксен + амфибол + сфен) и состав минералов в них (см. табл. 18) позволяют предположить их принадлежность к коровым образованиям, сопоставимым с близкими породами других метаморфических комплексов. Вместе с тем необходимо не упускать из вида и ряд отмеченных нами в предыдущей главе минералогических особенностей, намечающих определенное сходство с эклогитовыми парагенезисами из кимберлитов и пироповых перидотитов [Ке-пежинская, 1979].

## Гранито-гнейсовая и мигматито-гнейсовая формации

Эти формации, хотя и обнаруживают переходы к вышеописанным, в целом характеризуют сиалический тип фундамента. Не исключено, что они встречаются на разных возрастных уровнях. Однако пока мы относим к ним нижнюю часть разреза балыктыгхемско-бумбугерского предположительно нижнепротерозойского комплекса, слагающего центральные (ядерные) части гранито-гнейсовых куполов, что наглядно видно в Восточном Прихубсугулье (см. рис. 36). Толща сложена преимущественно силлиманитовыми, кордиеритовыми и тоналитовыми гнейсами и мигматитами, гранито-гнейсами, двуслюдяными и гранатсодержащими гранитами и доскладчатыми гранодиоритами и включает отдельные тела пегматитов с турмалином, мусковитом и гранатом. Характерными минеральными ассоциациями являются: кварц + плагиоклаз + калишпат + гранат + биотит + мусковит + силлиманит + кордиерит + акцессорные, кварц + плагиоклаз (№ 43) + гранат (80) + биотит (45) + кордиерит (30) + силлиманит, кварц + плагиоклаз + биотит + амфибол, кварц + плагиоклаз + калишпат + биотит + мусковит, кварц + плагиоклаз + калишпат + гранат + мусковит, кварц + плагиоклаз + калишпат + гранат + мусковит + турмалин. Отчетливо фиксируется сравнительно длительный (гранаты незональные или слабозональные) прогрессивный этап регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных давлений, связанный с событиями, параллелизуемые с карельскими.

**Зональная сланцево-гнейсовая формация** представлена в основном метапелитовой частью разреза балыктыгхемско-бумбугерского комплекса предположительно нижнепротерозойского возраста в междуречье рек Туин-Гол и Тацин-Гол в Баян-Хонгорской зоне и Боданчи-Гол—Уэнчи-Гол на южном склоне Монгольского Алтая. Возраст этой формации остается дискуссионным. Однако по первому району имеются данные, позволяющие достаточно обоснованно говорить о нижнепротерозойском возрасте. К ним относятся несогласное перекрытие метаморфических пород в бассейне р. Бай-дарагин-Гол толщей филлитовых сланцев и доломитов, содержащей строматолиты нижнего—среднего рифея, а также установленный K-Ar методом их абсолютный возраст в интервале 1,9—1,7 млрд лет [Бойшенко, 1978]. В междуречье Боданчи-Гол и Булган-Гол выходы метаморфической толщи приурочены к южному крылу прогиба юго-западной части Монгольского Алтая, заполненного в основном девонскими образованиями [Маркова, Федорова, 1971]. Однако изучение геологического строения и особенности метаморфизма позволили нам высказать предположение о докембрийском возрасте пород этого региона [Кебезинская, 1977; Зоненшайн и др., 1977].

В обоих регионах закартирована зональность от фации зеленых сланцев до низов амфиболитовой с широким развитием ставролит- и дистенсодержащих парагенезисов. В области распространения последних широко развиты мусковитовые пегматиты. В междуречье Туин-Гол и Тацин-Гол, кроме зональности по температуре, не исключена и зональность по давлению, поскольку с приближением к Тацин-Голу дистенсодержащие парагенезисы сменяются андалузитсодержащими.

Тектонические процессы, формировавшие верхний структурный этаж, вызвали деформацию, будинач пород рассматриваемых формаций и пятнистый характер диафтореза в условиях зеленосланцевой фации, особенно в зоне взаимодействия пород фундамента и офиолитовых пластин.

## ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

К формациям верхнего структурного этажа относятся прегеосинклинальные, геосинклинальные и формации офиолитовых зон. Как видно из рис. 36, распределение и характер более молодых метаморфических и осадочно-метаморфических формаций, а также гранитоидов, связанных с рифей-нижнепалеозойскими этапами метаморфизма и магматизма, в целом не коррелируются с характером фундамента.

## Предгеосинклинальные сланцевые формации

В состав этих формаций входят зеленосланцевые толщи преимущественно ниже (?) -среднерифейского возраста, которые в специфических зонах обнаруживают участки более высокотемпературной фации  $S_3$  (и возможно,  $B_3$ ). Обычно они слагают довольно протяженные площади, а их метаморфизм достаточно однороден в пределах каждой структурно-фациальной зоны (см. табл. 37).

**Флишоидно-карбонатно-сланцевая** (местами с черными сланцами) и **песчано-сланцевая полимиктовая** (иногда с метавулканитами кислого, реже основного состава) **формации** представлены метатерригенной частью окинской свиты в пределах Западного и Восточного Прихубсугулья, билюгинской (окинской) свитой в хребте Хан-Хухэй, ульдзитгольским комплексом в Баян-Хонгорской зоне и их аналогами в других выстурах. Они включают метаморфизованные песчаники, гравелиты, углеродистые сланцы и кварциты, а также полимиктовые метапесчаники, метаалевролиты, метапорфиры, кварцевые кератофиры, туфы. Часто встречаются линзы и прослои мраморизованных известняков. Преобладают минеральные ассоциации: кварц + альбит + мусковит + хлорит + биотит + кальцит, кварц + плагиоклаз + калишпат + гранат + биотит + мусковит, кварц + плагиоклаз + калишпат + мусковит + биотит + дистен, кварц + гранат + биотит + мусковит + силлиманит + дистен + акцессорные, кварц + плагиоклаз + гранат + биотит + ставролит + дистен + акцессорные, кварц + альбит + хлорит + мусковит + эпидот, кварц + доломит + кальцит + тальк, кварц + доломит. Гранаты — высокожелезистые и кальциевые, резко зональные по содержанию Mn. Последнее свидетельствует о кратковременности метаморфизма. Метаморфизм — зеленосланцевый и в зонах сочленения рифейд с байкалидами и каледонидами, как правило, дистен-сланцевый.

## Формации офиолитовых зон

К ним относятся “стратифицированная” метаультрамафит-мафитовая включая зоны меланжа (см. табл. 37), metabазальт (толеит)-сланцевая, metabазальт-углисто-кремнисто-сланцевая и метатерригенная карбонатно-сланцевая с вулканидами формации. Наиболее сложный генезис имеет метаультрамафит-мафитовая формация, включающая метаморфизованные гипербазиты и габбро-диабазы, в формировании которых принимали участие разновозрастные магматические метаморфические и метасоматические процессы. К metabазальт (толеит)-сланцевой формации отнесены толщи основных лав с шаровой структурой и их рассланцованные аналоги, обычно тесно связанные с габбро-гипербазитами и рассматриваемые многими исследователями в качестве третьего магматического члена классической офиолитовой триады. К формациями офиолитовых зон отнесены нами и две остальные, представленные маломощными вулканогенно-осадочными толщами, тесно ассоциирующими с изверженными породами офиолитов, но, как правило, находящимися в тектонических взаимоотношениях с последними. Необходимо отметить, что до настоящего времени нет единого мнения не только по поводу генезиса офиолитов, но и по поводу конкретных взаимоотношений между отдельными их членами, а также последовательности их формирования.

Поскольку офиолитам Монголии посвящены отдельные раздел и глава, здесь кратко остановимся лишь на особенностях метаморфизма.

Породы метаморфических формаций офиолитовых зон претерпели сравнительно кратковременный региональный метаморфизм преимущественно в условиях фации зеленых сланцев умеренных давлений. Для температур порядка  $500^{\circ}\text{C}$  давление метаморфического флюида, оцененное на основе измеренных удельных объемов жидкой  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ , достигало 4–7 кбар (см. табл. 34, 36). Однако в отдельных случаях наблюдаются специфические образования, метаморфизованные в условиях фации эпидотовых амфиболитов. К ним относятся: различные метасоматиты (апосерпентинитовые пироксениты, верлиты и др.) в измененных гипербазитах; амфиболизированные клинопироксениты и габбро; габбро-амфиболиты и ортоамфиболиты в габброидах из зон меланжа; “рекристаллизованные” тектониты левобережья р. Эгийн-Гол к западу от сомона Эрдэнэ-Булган. В геологическом плане метаморфизм пород формаций офиолитовых зон в целом имеет пятнистый характер в отношении распределения дефор-

маций, степени рассланцевания пород и минеральных преобразований, что, возможно, свойственно для эпох формирования океанической коры и начала ее деструкции. Основные метаморфические события мы связываем с этапом закрытия океанического бассейна и тектоническим скучиванием. При этом, учитывая длительность процессов формирования метаморфических формаций офиолитовых зон, мы допускаем разновременность и неодинаковую интенсивность отдельных событий (в том числе и процессов метаморфизма) по латерали в зависимости от конкретной геотектонической обстановки. В отличие от метаморфических формаций смежных территорий юга Сибири, включающих глаукофан-сланцевую и глаукофан-зеленосланцевую формации, в Монголии аналогичные образования пока не обнаружены.

### **Геосинклинальные формации метаморфизованных осадочных пород**

В этой группе формаций, условно названных осадочно-метаморфизованными, объединено 5 различных формаций (см. табл. 37) верхнерифейского—нижнекембрийского возраста, типичными представителями которых являются толщи дархатско-хубсугульского структурно-вещественного комплекса. Их описание можно найти в литературе, поэтому кратко остановимся лишь на одной — металистостромовой — формации, изучение которой началось лишь в последнее время.

А.Б. Дергунов с соавторами [1983] выделяет практически неметаморфизованную олистостромовую формацию венд-нижнекембрийского возраста, распространенную вдоль южного склона хребта Хан-Хухэй. Матрикс олистостромовой формации сложен глинистыми или грубозернистыми песчаниками. Они имеют нечеткую слоистость градиционного типа с мощностью ритмов до 50 см. Иногда в переслаивании участвуют прослои известняков. В эту массу погружены гальки, валуны и глыбы (до 15 м) известняков, окремнелых доломитов, черных кремней, сланцев, туффитов, спилитов, порфиритов, очень редко гранитоидов, кератофиров.

Более метаморфизованная (вплоть до эпидот-амфиболитовой фации) олистострома предварительно изучена нами в Восточном Прихубсугулье (приблизительно в 20 км к западу от сомона Эрдэнэ-Булган) на южном склоне горы Цахир-Ула. Первоначально матрикс, по-видимому, был представлен преимущественно глинисто-карбонатным цементом, превращенным в кварц-плаггиоклаз-биотит-амфиболовые сланцы. В восточной части олистостромовой формации в эту массу, как правило, поперек сланцеватости погружены олистокласты, представленные преимущественно большими, сильно катаклазированными и корродированными кристаллами амфибола, а в единичных случаях — амфибола, плаггиоклаза и биотита. Не исключено, что они представляют собой дезинтегрированные габброиды и, возможно, тоналитовые гнейсы. В западной части формации преобладают более крупные обломки и глыбы (десятки метров), представленные известняками, сланцами, гранитоидами и, возможно, серпентинитами (остатками серпентинитового меланжа?).

### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

Как уже отмечалось раньше, по условиям метаморфизма, вещественному составу и тектоническим признакам выделенные и кратко охарактеризованные 21 формация объединены в 4 группы: 1) формации фундамента; 2) предгеосинклинальные сланцевые формации; 3) формации офиолитовых зон; 4) геосинклинальные осадочно-метаморфизованные формации. Формации 1-й группы, по-видимому, являются преимущественно автохтонными и слагают дорифейский сиалический фундамент. Формации 3 других групп формируют верхний структурный этаж, породы которого представлены как автохтонными, так и аллохтонными по отношению к дорифейскому фундаменту образованиями. Это достаточно хорошо видно на карте метаморфических формаций Восточного Прихубсугулья (см. рис. 37).

На основе сравнительного анализа вещественного состава метаморфических формаций и их взаимоотношений разработана модель геологического развития региона в докембрии—кембрии, которая будет рассмотрена в следующей главе. Здесь лишь отметим, что с достаточной уверенностью можно говорить о том, что континентальная кора

в пределах метаморфических формаций фундамента была создана к началу рифея, о чем свидетельствует широкое развитие в них плагиогранитов, существенно калиевых гранитов и мигматитов соответствующего возраста. Фрагменты возможной меланократовой коры в их составе только еще выявляются и изучаются. Наибольший интерес в этом плане среди формаций верхнего структурного этажа представляют формации офиолитовых зон, которые являются реликтами палеоокеанической коры, обдуцированными на сиалический дорифейский фундамент.

Установлена металлогеническая специализация выделенных метаморфических формаций. В качестве наиболее перспективных на поиски метаморфогенных месторождений следует рекомендовать следующие формации.

1. Гнейсово-кварцито-карбонатная — перспективная для поисков железных руд. В западной части хребта Хан-Хухэй (по левобережью р. Хангил-Цагин-Гол, на водоразделе рек Нарын и Марцын) и в других местах установлены пласты железистых кварцитов — аналогов Мугурского и Моренского месторождений Сангилены, Онотского в Присянье, Тыйского в Северном Прибайкалье и др.

2. Зональная сланцево-гнейсовая формация, отвечающая силлиманит-мусковитовой зоне дистен-силлиманитового типа метаморфизма (южный склон Монгольского Алтая, Баян-Хонгорская зона, Восточное Прихубсугулье и др.) перспективна на поиски мусковитых пегматитов, поскольку практически все промышленные месторождения последних локализованы в аналогичных образованиях (Мамский район, Бирюсинская глыба и др.). Эта же формация, отвечающая условиям андалузит-силлиманитового типа (северный склон хребта Хан-Хухэй, площадь от коленообразного изгиба р. Хангил-Цагин-Гол и до верховьев р. Барун-Туру-Гол), перспективна на редкоземельные пегматиты.

Эта же, а также мигматито-гнейсовая и сланцево-карбонатно-амфиболитовая формации (район Цэл-сомона, Гоби-Алтайский выступ, южный склон Монгольского Алтая, Керулен и др.) перспективны в отношении стратиформного шеелита.

3. Ультрамафитовая (Прихубсугулье, Керулен, Дзабханская зона и др.) — первоочередной объект для поисков хризотил-асбеста, жадеита, хромитов, платины, что обосновано многочисленными находками указанных минералов и близостью геологического строения и вещественного состава формации с одновозрастными гипербазитами Западного Саяна, вмещающими промышленные месторождения хризотил-асбеста (например, Саянское), и более молодыми хромито- и платиноносными альпинотипными ультрамафитами Среднего и Южного Урала.

4. Флишоидно-карбонатно-сланцевая и метабазаальт-углисто-кремнисто-сланцевая формации перспективны в отношении золота, так как связь метаморфогенного золота с аналогичными толщами рифея или венда—нижнего кембрия отмечена многими исследователями как в смежных районах Западного Саяна и Тувы, так и в промышленных месторождениях Бодайбинского синклиория.

5. Диафторитовая дистен-сланцево-амфиболитовая формация в Баян-Хонгорской зоне (аналог свиты Кейв, Кольский полуостров) перспективна на поиски нового типа метаморфогенного графита, поскольку рудопроявления последнего обнаружены нами на контакте гранатовых амфиболитов с дистен-ставролит-графитовыми сланцами, а также глиноземистого и абразивного сырья и, возможно, стратиформного шеелита.

6. Карбонатные формации перспективны в отношении месторождений фосфоритов и мрамора.

Этим не исчерпываются формы связи полезных ископаемых и метаморфических формаций Монголии. Однако и они показывают практическую значимость и целесообразность дальнейшего развития данного направления исследований. Выявленные зависимости метаморфогенных полезных ископаемых с определенными метаморфическими формациями и закономерности пространственного размещения последних, установленные в процессе создания рабочего макета карты метаморфических формаций МНР, могут быть использованы при поисках и оценке перспектив территории на определенные виды полезных ископаемых при крупно- и среднемасштабной съемке

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ  
И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛИИ  
В ДОКЕМБРИИ—КЕМБРИИ**

В современной структуре Азиатского континента выделяются пять древних континентальных массивов (платформ, кратонов): Сибирский, Китайско-Корейский, Южно-Китайский, Индостанский, Аравийский [Яншин и др., 1984]. Сибирский кратон отделен от Восточно-Европейского (Русского) и Китайско-Корейского кратонов Урало-Охотским (Урало-Монгольским) подвижным поясом, имеющим в северо-западной части меридиональное (Урало-Сибирский пояс), а в юго-восточной — широтное простирание (Центрально-Азиатский пояс).

Вопрос о происхождении Центрально-Азиатского складчатого пояса — один из главных в общей проблеме тектогенеза Азии. Его решение тесно связано с изучением докембрийского фундамента, поскольку происхождение самого Центрально-Азиатского пояса можно понять лишь через выявление взаимоотношений формаций океанической стадии его развития с подстилающим их субстратом.

Решение этого вопроса имеет не только региональное значение, но и представляет большой теоретический интерес, поскольку Центрально-Азиатский пояс — это элемент глобальной структуры, а взаимоотношения океанических (геосинклинальных) комплексов и фундамента есть отражение общей эволюции земной коры.

Монголия принадлежит к числу гетерогенных сложно построенных складчатых сооружений, занимающих центральную часть Центрально-Азиатского пояса. Поэтому геология региона и его тектоническое строение представляют большой интерес для широкого круга геологов, занимающихся вопросами образования земной коры.

Прежде чем перейти к более подробному описанию палеоокеанических обстановок интересующего нас возрастного уровня, ограниченного сверху возрастом регионально-метаморфизма (в подавляющем большинстве случаев, по-видимому, нижним кембрием, поскольку уже в хубсугульской серии при интенсивной складчатости сохраняются кремни), отметим ряд общих закономерностей для региона в целом.

При пересечении Монголии в меридиональном направлении — от Сибирской платформы к Китайской — происходит возрастная смена поясов складчатости — от более древних (позднедокембрийских) к более молодым (герцинским), хотя тектонические движения каждой эпохи захватывали всю территорию [Зайцев, Лувсанданзан, 1977; Зайцев и др., 1984; Зоненшайн, Томуртоого, 1979; Кепежинская, Лувсанданзан, 1984; Тектоническая..., 1978; и др.].

В складчатых структурах Монголии, особенно в ее северном мегаблоке, чрезвычайно широко распространены магматические породы, особенно интрузивные гранитоиды. В Хангае, а также на севере и западе Монголии они занимают местами более 50% площади, образуя практически "единые" сплошные поля. Это заставило американских исследователей Ч. Беркли и Ф. Морриса выделить в Хангае "великий монгольский батолит". Последующие исследования показали, что единого батолита здесь нет, но имеются многочисленные разновозрастные интрузии, внедрившиеся одна в другую в разные эпохи [Геология ..., 1979; Павленко и др., 1974; Федорова, 1977; и др.].

Необходимо также подчеркнуть, что на докембрийскую складчатую структуру Монголии наложились интенсивные тектонические движения эпохи мезозойской активизации и неотектонические движения кайнозоя, расчленившие все складчатые системы, пояса и структуры на многочисленные блоки, часто находящиеся в сложных тектонических взаимоотношениях друг с другом [Зайцев и др., 1984; Мезозойская..., 1975; и др.]. Эти блоки ограничены разрывами (разломами). Последние в структурах Монголии играют весьма существенную роль, которая признается всеми исследователями. Однако в оценке роли вертикальных и горизонтальных перемещений имеются существенные расхождения во взглядах.

Между тем отношение к роли горизонтальных перемещений и тектонических покровов, маркируемых специфическими формациями — олистостромами и меланжами, в развитии и строении складчатых областей имеет более общее значение и проявляется в

подходе к решению важнейшей проблемы современной тектоники — проблемы палеоокеанов. Большинство исследователей считают палеоокеаны исходными мегаструктурами, состав и строение коры которых близки современным океанам [Зоненшайн, Городницкий, 1977; Пейве, 1969; Пейве и др., 1976; и др.]. Другие, по сути дела, отрицают существование в палеозое и тем более в докембрии аналогов современных океанов [Коробейников и др., 1979; Пинус и др., 1984; и др.].

Проблема сходства-различия океанов и палеоокеанов еще далека от решения. Вместе с тем изучение строения, палеотектоники и тем более воссоздание истории формирования и развития подвижных поясов, все чаще обнаруживающих строение покровно-складчатых (чешуйчато-покровно-складчатых) сооружений, без учета горизонтальных перемещений и тектонического скучивания на современном этапе развития знаний просто невозможно. Интерпретация покровно-складчатых сооружений, как правило осложненных более поздними субвертикальными разломами, без учета субгоризонтальных движений может привести к выводу о формировании на месте нескольких узких, но различных по заполнению геосинклинальных прогибов (трогов), отличающихся от структур современных океанов. Фактически же такие зоны представляют собой сложно построенные области тектонического скучивания, образованные в результате горизонтальных перемещений отложенных различных формационных зон, отвечающих разным частям палеоокеана [Дергунов, Лувсанданзан, 1984; Кепежинскас и др., 1984; Пейве и др., 1972, 1976; и др.].

Многочисленные геологические данные включая результаты бурения показывают, что тектонические покровы, маркируемые олистостромами и меланжем, широко распространены. Классическим примером являются покровы в каледонидах Скандинавии, образующие несколько горизонтальных пластин, перемещенных с северо-запада на юго-восток на несколько сот километров [Gree et al., 1980; Törnbohm, 1896; и др.]. Сложным складчатым деформациям подвергнуты покровы в Аппалачах [Hatcher et al., 1980; Osberg, 1969; Williams et al., 1973; и др.]. Покровы описаны также в Средней Азии, Казахстане и Алтае-Саянской складчатой области [Берзин, 1979; Беспалов, 1980; Буртман, 1976; Макарычев, 1978; Тектоника..., 1982; Херасков, 1979; и др.]. В последнее время покровно-складчатое строение выявляется в Южной Сибири и Монголии [Добрецов, 1985; Дергунов и др., 1980; Дергунов, Лувсанданзан, 1984; Палей, 1979; Кепежинскас и др., 1984; и др.].

Вместе с тем мы не отрицаем и роли вертикальных движений. Но их значение и последовательность по сравнению с горизонтальными перемещениями в формировании покровно-складчатой структуры региона различны. В пределах покровно-складчатой структуры можно выделить три главных структурных элемента: параавтохтон, аллохтон и неоавтохтон. Очевидно, что роль горизонтальных и вертикальных перемещений в формировании указанных структур различна. Горизонтальные движения и образуемые ими тектонические покровы, маркируемые олистостромами и меланжами, являются важной особенностью раннего этапа формирования покровно-складчатой структуры и основой формирования аллохтона. После тектонического скучивания, складчатости, внедрения гранитоидов и т.д., т.е. консолидации области, начинают преобладать вертикальные движения.

Попутно отметим, что параавтохтон, сложенный, как правило, метаморфитами сиалического типа, среди офиолитов может иметь двойное толкование: это могут быть обломки микроконтинентов (что подтверждало бы раздвиговую природу конкретных регионов) либо выступы перекрытого по надвигам фундамента.

В настоящее время в Монголии выделяются следующие главные этапы (эпохи) формирования структур: дорифейский, рифейский (гренильский), раннекаледонский (байкальский, салаирский), каледонский, или раннепалеозойский (додевонский), герцинский (позднепалеозойский), этап мезозойской активизации и неотектонический кайнозойский этап.

За это время сформировалась сложная в современном срезе покровно-глыбово-складчатая структура, в которой выделяются тектонические формы разных рангов, сочетающие в себе покровные и блоковые элементы. На протяжении всей геологической истории развития Монголии от одного тектоно-магматического этапа к другому происходил необратимый процесс наращивания сиалической (континентальной) коры, заложившейся еще в раннем докембрии.

Рассмотрим несколько подробнее особенности палеотектонической обстановки ран-

них этапов формирования земной коры Монголии, вытекающие из анализа геологического строения и вещественного состава приведенных в предыдущих главах метаморфических формаций.

**Дорифейский этап** изучен пока сравнительно слабо. Однако к настоящему времени установлено, что глубоко метаморфизованные породы докембрия присутствуют во всех складчатых зонах Монголии — от рифеид до герцинид включительно — и являются породами фундамента как для позднепротерозойских (рифейских), так и для фанерозойских [Зайцев, 1982; Кепежинскас и др., 1983, 1985; Митрофанов и др., 1981; и др.] структур.

Дорифейские породы представлены в различной степени метаморфизованными, часто полиметаморфическими образованиями. Среди них, как показано в предыдущих главах, выделены три структурно-вещественных комплекса. Кристаллические породы этих комплексов довольно широко распространены в Западной Монголии, но отдельные выходы имеются и в других ее частях. Они обычно слагают гранито-гнейсовые купола или образуют блоковые поднятия, такие, как Тувино-Монгольское, Северо- и Южно-Сонгинское, Тарбагатайское, Баян-Хонгорское (Байдарагинское), Гоби-Алтайское, Дарибинское, Цэлское, Боданчин-Уэнчинское, Бутулин-Нурынское, Керуленское и др.

Дорифейская история тектонических структур региона сходна с историей предрифейских образований на цитах. Наиболее древними оказались гранулит-гнейсовые образования, сопоставимые с породами шарыжалгайской серии [Кепежинскас и др., 1976; Кепежинскас, 1977] и объединенные в эрзинский комплекс нижнего архея [Митрофанов и др., 1981]. Супракристалльные породы этого возрастного уровня обычно представлены продуктами интенсивной осадочной дифференциации (высокоглиноземистыми породами, кварцитами, мраморами) и разнообразными метавулканидами. Этот комплекс содержит также разные чарнокитоиды включая поздние калиевые чарнокиты и аляскиты. Однако в пределах Монголии они встречаются в основном в виде ксенолитов в неоген-четвертичных базальтах вулканов или провесов кровли на палеозойских интрузиях, т.е. в объемах, не имеющих геологически картируемого значения, и воссоздать подробную палеотектоническую обстановку их формирования трудно.

Верхнеархейский (моренский) этап в фундаменте будущих щитов и в фундаменте складчатых областей неоген фиксируется формированием латерально изменчивых формаций троговых структур (внутриконтинентальных рифтов разной степени раскрытия) включая тоналит-лептитовые, амфиболито-железисто-кремнистые, карбонатно-амфиболито-кварцито-лептитовые формации. Для пород этого возрастного уровня фундамента складчатых областей неоген Европы и Средней Азии характерен эклогит-гнейсовый метаморфизм [Цикличность..., 1978]. Такой повышенный метаморфизм установлен и нами во многих выступах, сложенных породами второго (моренского) структурно-вещественного комплекса.

Балыктыгхемско-бумбургерское время (нижний протерозой) характеризуется в Монголии возникновением формаций двух типов — кварцито-карбонатной в зонах, примыкающих к платформе (будущих рифеидах), и преимущественно сланцево-гнейсовой с мраморами и амфиболитами в зонах будущих каледонид. Процессы, параллелизуемые с карельскими, вызвали складчатость и метаморфизм в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных давлений, а также глубокую переработку инфраструктуры, представленной комплексами архейского возраста. В результате были сформированы сиалические комплексы, важной составной частью которых являются контрастные серии метавулканидов, плагиограниты и часто поздние существенно калиевые граниты включая рапакивиоподобные породы и разнообразные мигматиты. Все это является хорошим показателем наличия зрелой континентальной коры. В структурном отношении эти три дорифейских комплекса составляют один консолидированный структурный этаж основания рифеид. Это относительное единство возникло в результате многократной структурно-метаморфической переработки в *PT*-условиях, при которых исчезли индивидуальные структурные особенности инфраструктуры. К началу рифея весь регион, вероятно, представлял собой пенепленизированную равнину.

Рифейский этап является началом нового периода в геологическом развитии региона. Важной переломной границей была граница нижнего и верхнего протерозоя (рифея), непосредственно предшествующая формированию окинско-нарынского ранне-среднерифейского структурно-вещественного комплекса. Этот комплекс достаточно четко обособляется в стратиграфическом разрезе докембрия—раннего кембрия Монголии.



В основании его повсеместно устанавливается стратиграфическое, структурное и метаморфическое несогласие. Карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные толщи рассматриваемого уровня в ранней истории геологического развития Монголии маркируют время существования обширных эпиконтинентальных прогибов, сопоставляемых с бассейнами окраинно-материкового типа, а местами по формационному выполнению и структурному рисунку чрезвычайно напоминающих "зеленосланцевые" прогибы (троги), зарождающиеся на активных континентальных окраинах и заполняющиеся терригенными, реже вулканогенными образованиями. Начало этого промежуточного этапа, связанного с растяжением дорифейского фундамента, фиксируется по зонам рифейских даек (гашуннурский комплекс), которые в районе сомона Цэл представлены серией сильно сближенных параллельных даек. Таким образом, эта переходная стадия начинающегося растяжения дорифейского сиалического основания является предгеосинклинальной, непосредственно предшествующей времени формирования океанической коры в Монголии.

Процессы, сопоставляемые с гренвилемским циклом, вызвали складчатость и метаморфизм толщ окинско-нарынского уровня и внедрение гранитов.

**Позднерифейский—раннекембрийский этап** представлен дзабхано-цаганоломским и дархатско-хубсугульским структурно-вещественными комплексами. Они обладают специфическим формационным обликом, отличающим их от ранне-среднерифейских предгеосинклинальных формаций. Эта специфика заключается в широком развитии основных и средних по составу эффузивов в низах разреза, в резкой смене фациального и формационного состава во времени и пространстве, сопровождающейся существенными изменениями мощностей пород. Формирование пород комплекса происходило в нестабильной тектонической обстановке, что характерно для геосинклинальной (океанической) стадии развития. Это привело, с одной стороны, к существованию синхронных формаций резко различного состава, с другой — к появлению одной формационной группы пород на разных стратиграфических уровнях. Максимум развития собственно океанической стадии фиксируется по появлению офиолитовых комплексов, формирование которых мы относим в Монголии к верхнему рифею—венду.

Петрохимия эффузивов метаморфических формаций офиолитовых зон выявила большое разнообразие типов вулканических серий [Кеpezинскас и др., 1984, 1985; и др.]. Среди них только в Восточном Прихубсугулье в сравнительно сближенном пространстве нами выделены толеитовые слабо дифференцированные серии основных лав окраинно-морского типа, толеитовые слабо дифференцированные серии низкотитанистых основных лав островодужного типа, высокомагнезиальные низкотитанистые базальты, высокомагнезиальные низкотитанистые базальты с известково-щелочным трендом (бонинитовые серии), известково-щелочные сильно дифференцированные серии базальтов-андезитов-дацитов и андезитов-дацитов-риолитов и щелочные (высоко и умеренно) слабо дифференцированные серии высокотитанистых базальтов. Состав и тренды дифференциации вулканитов, а также характер ассоциирующих осадков лучше всего согласуются с условиями формирования в обширной тектонической обстановке островная дуга—окраинный бассейн—континентальная окраина.

На сегодняшний день мало кто сомневается в том, что офиолиты орогенных областей представляют собой остатки океанической коры и большинство из них (особенно содержащие серии параллельных даек) были образованы через латеральный спрединг. С другой стороны, полевые наблюдения, химизм пород офиолитов и характер ассоциирующих осадков указывают на их пространственную ассоциацию с островными дугами. Сводка петрохимических данных по метабазитам офиолитовых комплексов мира выявила следующую парадоксальную особенность: состав дайкового комплекса и шаровых лав практически всех офиолитов включая эталонные комплексы не отвечает составу толеитов срединно-океанических хребтов [Кеpezинскас и др., 1984; Кеpezинскас, 1985]. Наиболее логичным объяснением тектонической обстановки образования таких офиолитов могли быть окраинные бассейны, которые по аналогии с окраинными морями западной части Тихого океана развиваются в непосредственной близости к островным дугам и расширяются через спрединг вдоль высокодиффузионных зон. Дальнейшие исследования этой проблемы, проведенные авторами, показали, что комплекс параллельных даек и шаровых лав многих офиолитов (Хан-Тайшир в МНР, Троодос и др.) представлен бонинитовой и известково-щелочной сериями, аналогичными дайкам и лавам некоторых современных островных дуг (например,

Алеутской, Тонга и др.) . Комплекс параллельных даек такого состава мы склонны считать признаком интрадугового спрединга и рассматривать генезис таких офиолитов по крайней мере в два этапа. На первом этапе формируется собственно океаническая кора (мафит-ультрамафитовый комплекс) , которая на втором этапе — формирования собственно островной дуги — выступает ее фундаментом. Вполне вероятно, что бониниты и фиксируют начальные стадии развития островных дуг. Это хорошо согласуется и с новейшими данными, касающимися островных дуг Камчатки и Тонга, для которых показано, что фундамент приокеанических зон сложен мафическими комплексами (офиолиты) . Мафический фундамент характеризуется значительной зрелостью, которая выражается в гетерогенности слагающих его комплексов, отражающей последовательную смену разных тектонических режимов.

Региональная распространенность древних (рифейских) даек и дайковых комплексов основного состава в сиалическом дорифейском фундаменте говорит в пользу внутриконтинентального растяжения, приведшего к формированию рифейского палеоокеана типа западной части Тихого океана, хотя для морских бассейнов и океанов, возникших через рифты, характерны пассивные континентальные окраины (без системы островных дуг) . Альтернативная гипотеза — существование древнего Палеоазиатского океана, открытого с юга МНР, а на севере граничившего через систему островных дуг с Сибирской платформой.

Поскольку окраинный бассейн расширялся, петрохимия его коры могла постепенно изменяться от островодужных до базальтов абиссальных равнин. Несмотря на относительно малое распространение, изверженные породы окраинных бассейнов могли быть по составу более разнообразными, чем породы основной океанической коры, если учесть влияние таких факторов, как возможное взаимодействие между погружающейся океанической плитой и активной континентальной окраиной (например, развитие рифтов над зоной субдукции) , возможная роль осадков, погружающихся в желоб, и т.д.

Среди метаморфических процессов, связанных с формированием литосферы региона в протерозое—нижнем кембрии, отчетливо фиксируется несколько разновозрастных событий.

1. Относительно длительный и высокотемпературный региональный метаморфизм, связанный с карельскими процессами, завершившими структурно-метаморфическую эволюцию пород фундамента. Типичные минеральные ассоциации и важнейшие характеристики состава минералов этого этапа приведены в табл. 19—22. Согласно этим данным, а также измеренным удельным объемам  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в первичных включениях, метаморфизм отвечал условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных давлений [Фацкий..., 1970] и характеризовался  $T \sim 600\text{--}700^\circ\text{C}$ , а  $P_{\text{фл}} = 3\div 7$  кбар. Гранаты в нижнепротерозойских породах, как правило, незональные или слабозональные (см. рис.34) . Это свидетельствует об относительно большой длительности этапа метаморфизма, завершившего формирование дорифейского основания.

2. Сравнительно кратковременные (гранаты — резко зональные) и более низкотемпературные метаморфические процессы, связанные с формированием верхнего структурного этажа. Среди последних намечаются два этапа. Первый, преимущественно зеленосланцевый (а в специфических тектонических зонах дистенсланцевый) этап метаморфизма, параллелизуемый с событиями гренвильского цикла, проявлен в породах ниже (?) -среднерифейского комплекса. Второй, заключительный этап метаморфизма (по-видимому, с отдельными самостоятельными стадиями) отвечает преимущественно условиям фации зеленых сланцев ( $T \leq 500^\circ\text{C}$ ,  $P_{\text{фл}} = 4\div 7$  кбар) . Он проявлен в породах верхнерифейско-нижнекембрийского комплекса включая офиолиты и связан с закрытием палеоокеана и тектоническим скупчиванием в каледонское время. С ним связаны буди-наж пород дорифейского фундамента, образование вокруг будин маломощных (до 1,5 см) куммингтонитовых кайм, деформация и надвигание отдельных фрагментов пород океанической стадии на окраину континента и пятнистый характер диафтореза пород фундамента в зоне их взаимодействия с офиолитовыми пластинами.

Породы фундамента вдали от зон разломов и смятия характеризуются большими вариациями отношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  и незначительным количеством второстепенных компонентов. Породы верхнего структурного этажа включая офиолиты, претерпевшие более низкотемпературный метаморфизм, характеризуются низкими отношениями  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  и значительным количеством  $\text{N}_2$  . Породы фундамента из зон разломов и смятия, претерпевшие влияние нескольких этапов метаморфизма, по указанным характе-

ристикам занимают промежуточное положение. И очень резко в сторону увеличения содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  выделяются будины по породам фундамента в зонах надвигов офиолитовых пластин.

Структурно-метаморфическая эволюция земной коры в протерозое—раннем кембрии закончилась ее утолщением и, как следствие этого, плавлением нижних горизонтов, что фиксируется внедрением плагиогранитов среднего—верхнего кембрия таннуольского типа. Это первые признаки преобразования океанической коры в континентальную. Окончательно процесс завершился в конце каледонского времени внедрением среднедевонских калиевых гранитов.

Таким образом, основные закономерности эволюции земной коры рассматриваемого региона сводятся к следующим.

Офиолитовые комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса в пределах Монголии представляют остатки океанической коры, и большая их часть, в первую очередь комплексы с сериями параллельных даек, была, безусловно, образована через спрединг. Принципиальное тождество разреза океанической коры с офиолитовым фактически подтвердила скважина 504В в Костариканском рифте, вскрыв не только толщу толеитовых базальтов, но и комплекс параллельных даек низов 2-го слоя.

Почти полное отсутствие в их составе лав, сопоставимых с базальтами срединно-океанических хребтов, небольшие объемы окраинно-морских толеитов и преобладание островодужных известково-щелочных серий — все это лучше всего согласуется с формированием в обстановке островная дуга—окраинный бассейн. Более того, обнаруженные нами впервые в мире в параллельных дайках столь древних офиолитов бониниты и породы известково-щелочной серии свидетельствуют о сложной эволюции палеоокеана. В таких офиолитах, видимо, следует различать два этапа формирования. Более ранний связан с образованием собственно океанической коры (включающей также мафит-ультрамафитовый комплекс), которая в более поздний этап эволюции палеоокеана выступает в качестве меланократового фундамента зарождающихся островных дуг. Дайковый комплекс маркирует начало этого процесса.

В пределах Монголии установлено несколько разновозрастных офиолитовых комплексов. В их пространственном расположении обнаруживается тенденция омоложения с севера на юг. Максимум образования офиолитов падает на верхний рифей—нижний кембрий.

Офиолиты почти всегда находятся в аллохтонном залегании, нередко обнаруживая пространственную сближенность пород, формировавшихся в резко различных и удаленных геотектонических обстановках. Это указывает на значительные горизонтальные перемещения.

Континентальная кора формировалась как в результате преобразования разновозрастной океанической коры, маркируемой офиолитами, так и наращиванием блоков более ранней континентальной.

Намечается четыре этапа становления континентальной земной коры Монголии: дорифейский, девонский, верхнепалеозойский и раннемезозойский.

В докембрии—раннем кембрии выделяются 5 этапов прогрессивного регионального метаморфизма. Три (наиболее высокотемпературные) связаны с формированием дорифейского континентального основания. Два более поздних (преимущественно зеленосланцевые) принимали участие в преобразовании пород верхнего структурного этажа включая верхнерифейские—нижнекембрийские офиолиты. Каждый этап регионального метаморфизма сопровождался складчатостью и внедрением гранитоидов.

Подводя итог истории тектонического развития и формирования складчатых структур на территории Монголии, необходимо еще раз подчеркнуть, что процесс их создания был длительным, многоэтапным, прерывистым, направленным от одного тектономагматического этапа к другому в сторону сокращения и пространственного перемещения палеоокеана, увеличения континентальной седиментации и наращивания континентальной коры в целом. Однако процесс создания континентальной коры, отчетливо фиксируемый в дорифейское время, в рифее и фанерозое неоднократно нарушался процессами растяжения, часто фиксируемыми дайковыми комплексами, что приводило в отдельных структурах к появлению пород океанической коры.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Монголия — типичное гетерогенное складчатое сооружение, в котором выделяются разновозрастные структурные комплексы (рифейды, каледониды, герциниды) и метаморфические комплексы различного возраста и тектонического положения — от высокометаморфизованных пород дорифейского фундамента до зеленосланцевых пород офиолитовых поясов.

В настоящей работе впервые разработаны классификация метаморфических формаций и модель структурно-метаморфической эволюции земной коры МНР в докембрии—кембрии, основанные на результатах изучения геологического строения, структурного положения и петрологии метаморфических пород, занимающих значительную часть территории.

Породы гранулитовой и амфиболитовой фаций относятся к дорифейскому фундаменту. Эпидот-амфиболитовая (иногда дистен-сланцевая) фация ассоциирует с амфиболитовой в зонально-метаморфических комплексах фундамента предположительно нижнепротерозойского возраста. Вместе с тем эпидот-амфиболитовая (в специфических тектонических зонах дистен-сланцевая) фация ассоциирует с зеленосланцевой в пределах ниже-среднерифейского комплекса, а зеленосланцевая — с пренит-пумпеллиитовой в составе верхнерифейского—нижнепалеозойского комплекса, образующих верхний структурный этаж.

В целом для Монголии характерны преобладание низкотемпературных пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, принадлежность среднетемпературных комплексов к переходному по давлению типу, отсутствие пород фации глаукофановых сланцев. Возраст метаморфизма — каледонский, байкальский, гренвильский, карельский и докарельский.

Выделена 21 метаморфическая формация; по условиям метаморфизма и тектоническим признакам они объединены в 4 группы: 1) формации фундамента; 2) предгеосинклинальные сланцевые формации; 3) формации офиолитовых зон и 4) геосинклинальные осадочно-метаморфизованные формации. Метаморфические формации 1-й группы, по-видимому, являются преимущественно автохтонными и слагают дорифейский сиалический фундамент. Формации трех других групп формируют верхний структурный этаж, породы которого представлены как автохтонными, так и аллохтонными по отношению к дорифейскому фундаменту образованиями.

В отношении метаморфических формаций фундамента с определенной уверенностью можно говорить лишь о том, что континентальная кора в их пределах была создана к началу рифея, о чем свидетельствует широкое развитие плагиогранитов, существенно калиевых гранитов и мигматитов соответствующего возраста. Среди формаций верхнего структурного этажа наибольший интерес вызывают метаморфические формации офиолитовых зон, которые представляют собой реликты палеоокеанической коры, обдуцированные на дорифейский сиалический фундамент.

Почти полное отсутствие в их составе лав, сопоставимых с базальтами срединно-океанических хребтов, небольшие объемы окраинно-морских толеитов и преобладание островодужных известково-щелочных серий лучше всего согласуются с формированием в обстановке островная дуга—окраинный бассейн. Обнаруженные нами в параллельных дайках древних офиолитов бониниты и породы известково-щелочной серии свидетельствуют о сложной их эволюции.

В пределах Монголии установлено несколько разновозрастных офиолитовых комплексов. Максимум образования палеоокеанической коры падает на верхний рифей—нижний кембрий.

Континентальная кора формировалась как в результате преобразования разновозрастной океанической коры, маркируемой офиолитами, так и наращиванием блоков более ранней континентальной. Намечается 4 этапа становления континентальной коры МНР: дорифейский, девонский, верхнепалеозойский и раннемезозойский.

В докембрии—раннем кембрии выделяются 5 этапов прогрессивного регионального метаморфизма. Три (наиболее высокотемпературные) связаны с формированием дорифейского континентального основания. Два более поздних (преимущественно зеленосланцевые) принимали участие в преобразовании пород верхнего структурного этажа включая верхнерифейские—нижнекембрийские офиолиты. Каждый этап метаморфизма сопровождался складчатостью и внедрением гранитоидов.

Проведенные исследования кварцев из метаморфических пород дорифейского фундамента и верхнего структурного этажа позволяют сделать следующие основные выводы в отношении эволюции состава метаморфогенного флюида.

Большая часть метаморфогенного флюида имеет местный (не мантийный) источник. Состав флюида главного этапа среднетемпературного и (или) низкотемпературного прогрессивного регионального метаморфизма был преимущественно углекислородно-солевым с незначительной примесью  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$  и других дополнительных компонентов.

Состав флюида в процессе низко-среднетемпературного метаморфизма (особенно при наложении регрессивных этапов) смещается в сторону малорастворимых компонентов главным образом за счет различных коэффициентов перераспределения между новообразующимися, преимущественно водными минералами и флюидами. Основным поставщиком глубинной (мантийной) составляющей метаморфогенного флюида являются магматические породы.

Мантия и низы коры неоднородны не только в отношении валового состава по породообразующим компонентам, но и в отношении содержания как самого флюида, так и различных его составляющих.

Установлена металлогеническая специализация выделенных метаморфических формаций. В качестве перспективных на поиски метаморфогенных месторождений рекомендуются следующие метаморфические формации.

1. Гнейсово-кварцито-карбонатная формация западной части хребта Хан-Хухэй, особенно метаморфические толщи левобережья р. Хангил-Цагин-Гол, содержащие пласты железистых кварцитов, перспективна на железные руды.

2. Зонально-сланцево-гнейсовая формация силлиманит-мусковитовой зоны дистен-силлиманитового типа метаморфизма, распространённая на южном склоне Монгольского Алтая, в Баян-Хонгорской зоне, Восточном Прихубсугулье, перспективна на мусковитовые пегматиты. Та же формация, но андалузит-силлиманитового типа метаморфизма, развитая, в частности, на северном склоне хребта Хан-Хухэй, — на редкоземельные пегматиты. Эта, а также мигматито-гнейсовая и сланцево-карбонатно-амфиболитовая формация (район Цэл-сомона, Гоби-Алтайский выступ, южный склон Монгольского Алтая, Керулен и др.) перспективны в отношении стратиформного шеелита.

3. Флишоидно-карбонатно-сланцевая и метабазааль-углисто-кремнисто-сланцевая формация интересны в отношении золота.

4. Диафторитовая дистен-сланцево-амфиболитовая формация, в первую очередь развитая по правобережью р. Туин-Гол в Баян-Хонгорской зоне, перспективна на поиски нового типа метаморфогенного графита и глиноземистого сырья.

5. Карбонатные формации рифея—кембрия важны для поисков месторождений фосфоритов и мрамора.

6. Ультрамафитовая офиолитовых зон в Прихубсугулье, на Керулуне, в Дзэбханской зоне перспективна на поиски хризотил-асбеста, жадеита, хромитов и платины.

Таким образом, выявленные зависимости метаморфогенных полезных ископаемых с определенными метаморфическими формациями и закономерности размещения последних предлагается использовать при поисках и оценке территории на определенные виды полезных ископаемых при крупно- и среднемасштабной съемке.

## ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л.В., Банников О.Л., Андреева Т.А.* Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. Т. 10. С. 64–73.
- Алтухов Е.Н., Зайцев Н.С.* Докембрий юга Сибири и севера Монголии: проблемы корреляции / Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 4. С. 35–48.
- Амантов В.А., Матросов П.С.* Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1961. Т. 58. С. 183–205.
- Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатииков О.А.* Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука, 1983. 95 с.
- Берзин Н.А.* Меланжево-олигостромовая ассоциация Хемчинско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 104–129.
- Беспалов В.Ф.* Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. 1980. № 2. С. 78–95.
- Благодрагов В.А., Зайцев Н.С., Коробов М.Н., Покровская Н.В.* Первые трилобиты Монголии // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, № 6. С. 1371–1374.
- Благодрагов В.А., Зайцев Н.С., Лхасурен Б.* и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 18–26.
- Богатииков О.А., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.* Петрология и генезис коматитов // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 18–39.
- Богданов Н.А., Кебезинская В.В., Федорчук А.В., Усова Л.В.* Магматические и метаморфические породы подводного хребта Ширшова (Берингово море) // Петрология и геохимия магматизма островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 16–48.
- Бойшенко А.Ф.* О возрасте пород метаморфического комплекса Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 48–55.
- Булгатов А.Н., Түрүнхаев В.И.* Особенности докембрийской тектоники Забайкалья. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1983. 136 с.
- Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
- Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н.* и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 183 с.
- Володичев О.И.* Метаморфизм фации дистенновых гнейсов. Л.: Наука, 1975. 170 с.
- Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. 234 с.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973. 583 с.
- Глебовицкий В.А.* Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 105–119.
- Гликсон А.* Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по щитам южного полушария // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 264–285.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б.* Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. 1984. № 3. С. 40–52.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Коробов М.Н., Хераскова Т.Н.* Новые данные по стратиграфии венда и нижнего кембрия хребта Хан-Хухэй (Западная Монголия) // Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 20–27.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
- Дмитриев Л.В., Харин Г.С., Суцневская Н.Н., Запунный С.А.* Базальты Южной Атлантики (по материалам 7-ой экспедиции НИС "Профессор Штокман") // Геохимия. 1984. № 10. С. 1400–1406.
- Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.
- Добрецов Н.Л.* О покровной "тектонике" Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Куталин В.А.* Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
- Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Хлестов В.В.* Карты метаморфизма, метаморфические провинции и метаморфические формации // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 190–205.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 286 с.
- Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г.* и др. Вулканогенные породы серии марианит-бонинит // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 149–180.
- Доржнамжаа Д.* Стратиграфическое расчленение и корреляция верхнедокембрийских отложений МНР: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Улан-Батор, 1975. 32 с.
- Доржнамжаа Д., Журавлева З.А.* Микрофолиты верхнего докембрия Монголии, их

- распространение и стратиграфическое положение // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 20—25.
- Дриц В.А., Слонинская М.В., Степаков С.С.* и др. О роли восстановленных флюидов в процессах серпентинизации ультрабазитов // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 102.
- Завьялова И.В., Агафонов Л.В., Стулаков С.И.* Метаморфические толщи междуречья Дзабхан-Гол—Хунгуй-Гол, вмещающие Хутульский гипербазитовый массив (Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 104—135.
- Зайцев Н.С.* Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 138—149.
- Зайцев Н.С.* Геологические исследования Академии наук СССР в Монголии // Земля и Вселенная. 1977. № 4. С. 59—64.
- Зайцев Н.С.* Основные черты геологии Северной Монголии и Южной Сибири // Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1982. С. 66—78.
- Зайцев Н.С., Благодравов В.А., Бямба Ж.* Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии // Бюл. МОИП Отд. геол. 1974. Вып. 49. № 4. С. 57—69.
- Зайцев Н.С., Ильин А.В.* Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР) // Геотектоника. 1970. № 5. С. 3—11.
- Зайцев Н.С., Кележинскас К.Б., Лхасурен Б., Прусевич Н.А.* Низко- и среднетемпературные метаморфические комплексы Центрально-Монгольского поднятия и северо-западного склона Хангайского нагорья // Вопросы магматизма и металлогении МНР. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. С. 72—76.
- Зайцев Н.С., Кележинскас К.Б., Лхасурен Б., Прусевич Н.А.* Реконструкция первичной природы метаморфических образований Центрально-Монгольского поднятия по геохимическим данным // Геология и геофизика. 1982. № 10. С. 29—36.
- Зайцев Н.С., Луvsанданзан Б.* Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 31—75.
- Зайцев Н.С., Луvsанданзан Б., Нагибина М.С.* Тектоника Монголии // Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 33—42.
- Закариадзе Г.С., Шараськин А.Я., Пархоменко В.С.* и др. Особенности эволюции южной части региона Филиппинского моря в свете данных по геохимии вулканизма островных дуг и интрадуговых впадин // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 126—143.
- Зоненшайн Л.П.* Тектоника складчатых поясов Центральной Азии: (К закономерностям строения геосинклинальных областей) // Геотектоника. 1967. № 6. С. 49—69.
- Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому поясу. М.: Недра, 1972. 222 с.
- Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника. 1977. № 2. С. 3—23.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19—42.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм, металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Рифтовые структуры в геологическом прошлом // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 11—14.
- Зоненшайн Л.П., Томуртоого О.* Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 135—144.
- Иванов А.Х.* Восточное Прихубсугулье (Монгольская Народная Республика): Географическое и геологическое описание. М.: Изд-во АН СССР. 1953. 138 с.
- Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 161 с.
- Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрий—кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
- Ильин А.В., Волков Р.И., Семенова О.А., Соляников Б.П.* Докембрий Прикосоголья (МНР) // Вопросы тектоники докембрия континентов. М.: Наука, 1970. С. 104—108.
- Канн Дж.Р.* Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 154—167.
- Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А.* и др. Изотопные и геохимические критерии происхождения бонинитов // Геохимия. 1984. № 7. С. 958—970.
- Кашинцев Г.Л., Жданов В.В.* Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 28—37.
- Кележинскас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
- Кележинскас В.В.* Известково-щелочные параллельные дайки офиолитов как признаки интрадугового спрединга // ДАН СССР. 1984а. Т. 278, № 3. С. 700—703.
- Кележинскас В.В.* Низкотитанистые высокомагнезиальные метазффузивы офиолитовых комплексов как индикатор тектонического режима палеоокеанической литосферы // 27-й МГК: Тез. докл. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984б. Т. 4. С. 343—344.
- Кележинскас В.В.* Офиолиты и палеоокеаническая литосфера // 27-й МГК: Тез. докл. Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984в. Т. 9, ч. 1. С. 101—102.
- Кележинскас В.В., Зайцев Н.С., Лучицкий И.В.* и др. Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам // ДАН СССР. 1976. Т. 229, № 2. С. 451—454.
- Кележинскас В.В., Кележинскас К.Б.* Состав и строение коры и верхней мантии складчатых сооружений Центральной Азии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 106—116.
- Кележинскас В.В., Кележинскас К.Б., Бобров В.А., Пархоменко В.С.* Геохимия вулканогенных пород метаофиолитовых формаций Монголии и условия образования палеоокеанической литосферы // Редкие элементы в базитах и гипербазитах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 5—23.
- Кележинскас К.Б.* Парагенетический анализ

и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.

*Кеpezинскas К.Б., Дaгис Л.А., Зоркина Л.С., Пpусевич Н.А.* Химизм метавулканитов офиолитовых комплексов как индикатор различных палеотектонических обстановок//Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 11–24.

*Кеpezинскas К.Б., Кеpezинскas В.В.* Метаморфические формации Северной Монголии//Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 126–135.

*Кеpezинскas К.Б., Кеpezинскas В.В., Доржнамжаа Д., Томурхуу Д.* Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии//Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 19–31.

*Кеpezинскas К.Б., Королук В.Н., Хлестов В.В.* Особенности парагенетической термобарометрии мигматитов//Многокомпонентные системы: Физико-химический анализ, геометрия. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977. С. 57–92.

*Кеpezинскas К.Б., Лепезин Г.Г., Тимофеев Б.В.* и др. Новые данные о времени осадконакопления метаморфических комплексов Горного Алтая и Западного Саяна//Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 143–146.

*Кеpezинскas К.Б., Лувсанданзан Б.* Структурно-метаморфическая эволюция литосферы в протерозое–кембрии Центрально-Азиатского пояса (на примере Монголии)//27-й МКГ: Тез. докл. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 318–319.

*Кеpezинскas К.Б., Палей И.П., Доржнамжаа Д.* и др. Соотношение распределения температур и давлений при метаморфизме пород северного склона хребта Хан-Хухэй (МНР)//ДАН СССР. 1972. Т. 205, № 6. С. 1451–1454.

*Кеpezинскas К.Б., Пpусевич Н.А., Усова Л.В.* Палеотектоническая обстановка формирования и особенности метаморфизма вулканогенно-осадочных комплексов Восточного Прихубсугулья (МНР)//Геология и геофизика. 1984, № 7. С. 27–42.

*Кеpezинскas К.Б., Соболев В.С., Томиленко А.А.* Резкое изменение градиента РС<sub>0</sub> вблизи источника его выделения в процессе высокотемпературного метаморфизма//ДАН СССР. 1981. Т. 258, № 3. С. 732–733.

*Кеpezинскas К.Б., Томиленко А.А.* Динамика изменения состава флюида при метаморфизме пород офиолитовых зон (на примере Восточного Прихубсугулья)//ДАН СССР. 1985. Т. 285, № 4. С. 963–966.

*Кеpezинскas К.Б., Томиленко А.А., Пpусевич Н.А., Фомина Л.Н.* Состав флюидных включений в кварцах метаморфических формаций докембрия–нижнего кембрия Восточного Прихубсугулья (МНР)//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1985. Ч. 114, вып. 5. С. 569–575.

*Кеpezинскas К.Б., Фирсов Л.В.* Фации и абсолютный возраст метаморфических комплексов северо-западного обрамления Хангайского нагорья (Монголия)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 13–17.

*Кеpezинскas К.Б., Хлестов В.В.* Влияние РТ-условий на пределы колебаний железистости в минералах среднетемпературных метapelитов//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Ч. 103, вып. 2. С. 241–246.

*Кеpezинскas П.К., Федорчук А.В., Усова Л.В.* Орбикулярные габброиды Олюторского хребта (Корякское нагорье)//Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 132–134.

*Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

*Коптева В.В., Кузьмин М.И., Томуртогзоо О.* Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии//Геотектоника. 1984. № 6. С. 39–54.

*Коробейников В.П., Сурков В.С., Щеглов А.П.* Тектонические комплексы Алтае-Саянской области//Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 81–103.

*Коробов М.Н., Миссаржевский В.В.* О пограничных слоях кембрия и докембрия Западной Монголии (хребет Хасакту-Хаирхан)//Беспозвоночные палеозоя Монголии. М.: Наука, 1977. С. 7–9.

*Костюк Е.А.* Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 311 с.

*Крестин Е.М.* Проблемы образования и эволюции ультраосновных магм (по результатам изучения коматитов зеленокаменных поясов архея)//Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 114–120.

*Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Томуртогзоо О., Баранов Б.В.* Положение ультраосновных-основных расщепленных пород и дайковой серии в офиолитовых разрезах Монголии//Геология и геофизика. 1983. № 4. С. 15–24.

*Куликов В.С., Куликова В.В.* Ультраосновные эффузивы в докембрии юго-восточной части Балтийского щита//Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 121–129.

*Куренков С.А., Петерильева А.С.* Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация//Геотектоника, 1984. № 5. С. 3–14.

*Лепезин Г.Г.* Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 230 с.

*Лутц Б.Г., Петерильева И.А., Каржавин В.К.* Состав газообразных веществ верхней мантии Земли//ДАН СССР. 1976. Т. 226, № 2. С. 440–443.

*Макарычев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.

*Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических горных пород. М.: Наука, 1965. 328 с.

*Маркова Н.Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 120 с.

*Маркова Н.Г., Коробов М.Н., Журалева З.А.* К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. № 1. С. 57–71.

*Маркова Н.Г., Федорова М.Е.* О связи метаморфизма с тектонической структурой на примере Юго-Западной Монголии//Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 104–114.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.

*Меляховецкий А.А., Усова Л.В.* О метаморфизме верхнепротерозойских отложений Билинского и Шихидягского гипербазитовых массивов (Восточная Тува – Западное Прихубсугулье)//Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 32–41.

*Митрофанов Ф.П., Бибикова Е.В., Грачев*



- ва Т.В. и др. Архейский изотопный возраст тоналитовых ("серых") гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии//ДАН АН СССР. 1985. Т. 284, № 3. С. 670—673.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Доржнамжаа Д. Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории МНР летом 1985 г. по теме: "Докембрий в каледонских и герцинских структурах МНР". Улан-Батор, 1985. 66 с.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 248 с.
- Палей И.П. Соотношения докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами//Геотектоника. 1979. № 4. С. 45—51.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса//Сов. геология. 1972. № 12. С. 7—26.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии//Геотектоника. 1976. № 5. С. 6—23.
- Перчук Л.Л. Равновесия порообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В. Высокомагнезиальные базальты из раннекаледонских офиолитовых ассоциаций Монголии//Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 43—50.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпийские гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
- Плошко В.В., Богданов Ю.А., Князева Д.Н. Габбро-амфиболиты глубоководной впадины Ромаш (Атлантика)//ДАН СССР. 1970. Т. 192, № 3. С. 615—618.
- Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 158 с.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Богнибов В.И. и др. Раннепалеозойская формация расчлененных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов Северо-Западной Монголии//Геология и геофизика. 1984. № 1. С. 50—62.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Габбро-анортозитовая формация Монголии//ДАН СССР. 1983. Т. 270, № 4. С. 955—959.
- Предковский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Риваленти Д. Геохимия метавулканических амфиболитов Юго-Западной Гренландии//Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 223—233.
- Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. Реконструкция метаморфических и метасоматических изменений пород докембрия. Новосибирск: Наука, 1979. 175 с.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудряцев Д.И. и др. Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан)//Геотектоника. 1982. № 3. С. 3—14.
- Савельева Г.Н., Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г. и др. Петрология гипербазитов, габбро и метаморфических пород//Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 180—237.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 265 с.
- Суслова С.Н. Коматииты из нижнедокембрийских метаморфизованных вулканогенных толщ Кольского полуострова//ДАН СССР. 1976. Т. 228, № 3. С. 697—700.
- Тектоника Казахстана. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1 500 000/Под ред. А.Л. Яншина, Н.С. Зайцева. М.: ГУГК, 1978.
- Фаши метаморфизма/Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев и др. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Фаши регионального метаморфизма умеренных давлений/Н.Л. Добрецов, В.С. Соболев, В.В. Хлестов. М.: Недра, 1972. 285 с.
- Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. М.: Наука, 1977. 149 с.
- Федорчук А.В., Кележинская П.К. Расчлененные интрузивы и тектоническая зональность Олюторского хребта//Литосфера: вопросы геологии и охраны среды. М.: Наука, 1985. С. 22—23.
- Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. 230 с.
- Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.
- Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма/Б.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, Н.И. Московченко и др. М.: Наука, 1978. 288 с.
- Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
- Щека С.А., Курецова Т.А. Магматические комплексы океанов//Сов. геология. 1981. № 11. С. 67—76.
- Щербakov С.А., Савельева Г.Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн//Геотектоника. 1984. № 2. С. 86—97.
- Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. 526 с.
- Яншин А.Л. Основные проблемы тектоники Азии. М.: Наука, 1984. С. 3—10.
- Alabaster T., Pearce J.A., Malpas J. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman Ophiolite Complex//Contribs Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 81, N 3. P. 168—183.
- Archean geology: Second intern. symp. Perth, 1980 / Ed. J.E. Glover, D.J. Graves. 1981. 515 p. (Geol. Soc. Austral. Incomp. Spec. Publ. N 7).
- Arndt N.T., Francis D., Hynes A.J. The field characteristic and petrology of archean and proterozoic komatiites//Canad. Miner. 1979. Vol. 17, N 2. P. 147—163.
- Ayuso R.A., Bence A.E., Taylor S.R. Upper Jurassic tholeiitic basalts from DSDP Leg. 11//J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 23. P. 4305—4325.
- Baragar W.R.A. Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks//Canad. J. Earth Sci. 1966. Vol. 3. P. 9—30.
- Baragar W.R.A., Goodwin A.M. Andesites and archean volcanism of the Canadian Shield//Ore. Dep. Geol. Miner. Ind. Bull. 1969. Vol. 65. P. 121—142.
- Barr S.M., Chase R.Z. Geology of the Northern end of Juan de Fuca Ridge and Sea-Floor spreading//Canad. J. Earth Sci. 1974. Vol. 11. P. 1384—1406.
- Barreiro V. Lead isotopic compositions of South Sandwich Island volcanic rocks and their bearing

on magma genesis in intraoceanic island arcs // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1983. Vol. 47, N 4. P. 817.

*Beccaluva L., Girolamo P.Di., Macciotta G., Morra V.* Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // *Ophioliti.* 1983. Vol. 8, N 3. P. 307–324.

*Beccaluva L., Macciotta G., Picardo G.B.* et al. Petrology of Iherzolitic rocks from the Northern Apennine ophiolites // *Lithos.* 1984. Vol. 17, N 4. P. 299–316.

*Beccaluva L., Ohnestetter D., Ohnestetter M., Venturelli G.* The trace element geochemistry of Corsican ophiolites // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 64, N 1. P. 11–31.

*Bodinier J.Z., Dupuy C., Dostal J.* Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco // *Ibid.* 1984. Vol. 87, N 1. P. 43–50.

*Bogdanov N.A., Chekhovich V.D.* Ophiolites of south Koryakia and origin of Komandor deep-water trough // *Ophioliti.* 1982. Vol. 2/3. P. 197–198.

*Bonatti E., Honnozev J., Krist P., Radicati F.* Metagabbros from the Midatlantic ridge at 06°N: contact-hydrothermal-dinamic metamorphism beneath the axial valley // *J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 1. P. 61–78.

*Brown E.M.* The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism // *J. Petrol.* 1977. Vol. 18, N 1. P. 53–72.

*Bryan W.B., Thompson G. Frey F.A., Dickey J.S.* Inferred geologic setting and differentiation in basalts from the Deep-Sea Drilling Project // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4285–4304.

*Byerly G.R., Melson W.G., Vogt P.R.* Rhyodasites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from Galapagos-spreading center // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 30, N 2. P. 215–221.

*Cameron W.E., Mc Culloch M.T., Walker D.A.* Boninite petrogenesis: Chemical and Nd-Sr isotopic constraints // *Ibid.* 1983. Vol. 65. P. 75–89.

*Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J.* Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // *Nature.* 1979. Vol. 280, N 5723. P. 550–553.

*Campsie J., Bailey J.C., Rasmussen M., Dittmar F.* Chemistry of tholeiites from the Reykjanes Ridge and Charlie Gibbs Fracture Zone // *Nature. Phys. Sci.* 1973. Vol. 244. P. 71–73.

*Campsie J., Johnson G.L., Rasmussen M.N., Laursen J.* Dredged basalts from the Western Nazca plate and the evolution of the East Pacific Rise // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 68, N 2. P. 271–285.

*Cann J.R.* Rb, Sr, Y, Zr, Nb in some oceanic-floor basaltic rocks // *Ibid.* 1970. Vol. 10, N 1. P. 7–11.

*Capedri S., Venturelli G.* Clinopyroxene composition of ophiolitic metabasalts in the Mediterranean area // *Ibid.* 1979. Vol. 39, N 1. P. 61–73.

*Clague D.A., Bunch T.E.* Formation of ferrobasalts at East Pacific middleocean spreading centers // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4247–4256.

*Coish R.A., Church W.R.* Igneous geochemistry of mafic rocks in the Betts Cove ophiolite, Newfoundland // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 70, N 1. P. 29–39.

*Crawford A.J., Beccaluva Z., Serry G.* Tectonomagmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and origin of boninites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54, N 2. P. 346–356.

*Currie K.L.* The reaction 2Cordierite-2Garnet+4Sillimanite+5Quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1971. Vol. 33, N 3. P. 215–226.

*Dallwitz W.B., Green D.H., Thompson J.E.* Clinoenstatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua // *J. Petrol.* 1966. Vol. 7. P. 375–403.

*Dewey J.F., Bird J.M.* Origin and emplacement of the ophiolite Appalachian ophiolites in Newfoundland // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 76, N 14. P.

*Dick H.J.B., Bullen Th.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1984. Vol. 86, N 1. P. 54–76.

*Dietrich V.J., Emmermann R., Oberhänsli R., Puchet M.* Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana Basin and the Mariana Trench // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 39. P. 127–144.

*Dietrich V.J., Gansser A., Sommeraner J., Cameron W.E.* Paleogene komatiites from Gorgona Island East Pacific. A primary magma for ocean-floor basalts // *Geochim. J.* 1981. Vol. 15. P. 141–161.

*Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1965. Vol. 76. P. 719–734.

*Evensen N.M., Hamilton R.K.* et al. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 42, N 8. P. 1199–1212.

*Fisk M.R., Bence E.E., Schilling J.-G.* Major element chemistry of Galapagos Rift zone magmas and their phenocrysts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 61. P. 171–189.

*Furnes H., Sturt B.A., Griffin W.L.* Trace element geochemistry of metabasalts from the Karmoy ophiolites SW Norwegian Caledonides // *Ibid.* 1980. Vol. 50, N 1. P. 75–91.

*Furnes H., Thon A., Nordas J., Garman Z.B.* Geochemistry of Caledonian Metabasalts from some Norwegian Ophiolite Fragments // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1982. Vol. 79, N 3. P. 295–307.

*Gale G.H.* Paleozoic basaltic komatiite and ocean-floor basalts from Northeastern Newfoundland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 18, N 1. P. 22–28.

*Gee D., Larchoison E.* The caledonides in Sweden. Uppsala, 1980. 48 S.

*Ghent E.D., Stout M.Z.* Metamorphism at the base of the Semail ophiolite. Southeastern Oman mountains // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 2557–2571.

*Gill J.B.* Composition and age of Lau basin and ridge volcanic rocks: implication for evolution of an interarc basin and remnant arc // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87. P. 1384–1395.

*Gill J.B., Stork A.Z., Whelan P.M.* Volcanism accompanying backarc basin development in the Southwest Pacific // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 102. P. 207–224.

*Gustavson M.* Geochemistry of the skalver greenstone and a geotectonic model for the Caledonides of Helgeland, North Norway // *Norsk geol. tidsskr.* 1978. Bd. 58. S. 161–174.

*Hanski E.* Komatiitic and tholeiitic metavolcanics of the Siivkkovaara area in the archaic kuhmo Greenstone belt, Eastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1980. Vol. 52. P. 67–100.

*Hatcher R.D., Batler J.R., Fullgar P.D.* et al. Geological synthesis of the Tennessee–Carolinas–Northeast Georgia, Southern Appalachians // *Proc. "The caledonides in the USA". J.G.C.P. project: Caledonide orogen / Ed. D.R. Wones.* 1980. N 2. P. 83–91.

*Hawkins J.W.* Petrology and geochemistry of

- basaltic rocks of the Lau basin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 28, N 3. P. 283–297.
- Hekinian R.* Chemical and mineralogical differences between abyssal hill basalts and ridge tholeiites in the Eastern Pacific Ocean // *Mar. Geol.* 1971. Vol. 11. P. 77–91.
- Hickey R.Z., Frey F.A.* Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. Vol. 46, N 11. P. 2099–2115.
- Holm P.E.* Non-recognition of continental tholeiites using the Ti–Y–Zr diagram // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1982. Vol. 79. P. 308–310.
- Humphris S.E., Thompson G.* Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 42, N 1. P. 127–136.
- Initial reports DSDP / Ed. L.M. Stout, M.G. Bailey. Wash.: US Gov. Print. Off., 1983. Vol. 69. 865 p.
- Ishizaka K., Carlson R.W.* Nd–Sr systematics of the Setouchi volcanic rocks, South-West Japan: a clue to the origin of orogenic andesite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64. P. 327–340.
- Ito E., Clayton R.N.* Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman Rise: an oxygen isotopic study // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1983. Vol. 47, N 3. P. 535–547.
- Jakes P., Miyake Y.* Magma in forearcs: implication for ophiolite generation // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 106. N 3/4. P. 349–358.
- Jansen Z.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // *Ont. Dep. Min. Misc. Pap.* 1976. Vol. 66. P. 22.
- Jenner G.A.* Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea // *Chem. Geol.* 1981. Vol. 33. P. 307.
- Johannson A.* A descriptive petrography of Igneous rocks. Chicago: Univ. Chicago press. 1937. 243 p.
- Kay R., Hubbard N.J., Gast P.W.* Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75, N 8. P. 1585–1613.
- Kay R.W., Senechal R.G.* The rare-earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex // *Ibid.* 1976. Vol. 81, N 5. P. 964–970.
- Kean B.F., Stronge D.G.* Geochemical evolution of an ordoevian island arc of the Central Newfoundland Appalachians // *Amer. J. Sci.* 1975. Vol. 275, N 2. P. 97–118.
- Kidd W.S.F., Dewey J.F.* The Mings Bight ophiolite complex, Newfoundland: Appalachian oceanic crust and mantle // *Canad. J. Earth Sci.* 1978. Vol. 15, N 5. P. 781–804.
- Kikuchi Y.* On pyroxene components in certain volcanic rocks from Bonin Island // *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Japan.* 1890. Vol. 3. P. 67–89.
- Langmuir Ch.H., Bender J.F.* The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implication // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 69, N 1. P. 107–127.
- Leitch E.C.* Island arc elements and arc-related ophiolites // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 106, N 3/4. P. 177–204.
- Mazzullo L.J., Bence A.E.* Abyssal tholeiites from DSDP Leg. 34: The Nazca Plate // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4327–4351.
- McCall G.J.H.* Progress in research into the early history of the Earth: A review, 1970–1980// *Archean Geology.* 1981. P. 3–20.
- Meijer A.* Primitive arc volcanism and a boninite series: examples from Western Pacific island arcs//The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. 1980. P. 269–282. (Amer. Geophys. Union Monogr.; Vol. 23.)
- Meijer A., Reagan M.* Petrology and chemistry of the island of Sarigan in the Mariana Arc; calc-alkaline volcanism in an oceanic setting//*Contribs Mineral. and Petrol.* 1981. Vol. 77, N 4. P. 337.
- Michard A., Buochez J.L., Ouazzani-Touhami M.* Obduction-related planar and linear fabrics in Oman//*J. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6, N 1/2. P. 39–49.
- Miyashiro A.* Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins//*Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274. P. 321–355.
- Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin ophiolites//*J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 3. P. 249–282.
- Miyashiro A., Shido F.* Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel//*Amer. J. Sci.* 1975. Vol. 275. P. 265–277.
- Morel J.M., Hekinian R.* Compositional variations of volcanics along segments of recent spreading ridges//*Contribs Mineral. and Petrol.* 1980. Vol. 72, N 2. P. 425–436.
- Morrison M.A.* The use of “immobile” trace elements to distinguish the paleotectonic affinities of metabasalts: applications to the paleocene basalts of Miell and Skye, NW Scotland//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 39, N 3. P. 407.
- Nesbitt R.W., Shen-Su-Sun, Purvis A.C.* Komatiites: geochemistry and genesis//*Canad. Miner.* 1979. Vol. 17, N 3. P. 165–186.
- Nicolas A., Dupuy C.* Origin of ophiolitic and oceanic Iherzolites//*Tectonophysics.* 1984. Vol. 110, N 3/4. P. 177–187.
- Norman R.E., Strong D.F.* The geology and geochemistry of ophiolitic rocks exposed at Mings Bight, Newfoundland//*Canad. J. Earth Sci.* 1975. Vol. 12, N 5. P. 777.
- Osberg P.H.* Lower Paleozoic stratigraphy and structural geology: Green Mountain-Sutton Mountain anticlinorium, Vermont and Southern Quebec//*Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1969. P. 12.
- Ottonello G., Joron J.L., Piccardo G.B.* Rare-earth and 3d transition element geochemistry of peridotitic rocks. II: Ligurian peridotites and associated basalts//*J. Petrol.* 1984. Vol. 25, N 2. P. 373–393.
- Pearce J.A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus// *Tectonophysics.* 1975. Vol. 25. P. 41–67.
- Pearce J.A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts//*J. Petrol.* 1976. Vol. 17. P. 15–43.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.* Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites//*Marginal basin geology.* 1984. P. 59–76.
- Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb-variations in volcanic rocks//*Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 69, N 1. P. 33–47.
- Presnall D.C., Hoover J.D.* Composition and depth of origin of primary mid-oceanic ridge basalts//*Ibid.* 1984. Vol. 87, N 2. P. 170–178.
- Reinhardt E.W.* Phase relation on cordierite-bearing gneisses from Gananogue area, Ontario// *Canad. J. Earth Sci.* 1968. Vol. 5, N 3. P. 455–482.
- Sameshima T., Paris G.P., Black Ph., Himing R.F.* Clinoenstatite-bearing lava from Neponi, New Caledonia//*Amer. Miner.* 1983. Vol. 68, N 11/12. P. 1076–1082.

- Saunders A.D., Tarney J.** The geochemistry of basalts from a back-arc spreading center in the East-Scotia Sea//*Geochim. et cosmochim. acta*. 1979. Vol. 43, N 4. P. 555–572.
- Searle D., Vokes F.M.** Layered ultrabasic rocks from Cyprus//*Geol. Mag.* 1969. Vol. 106, N 6. P. 513–530.
- Serri G.** The petrochemistry of ophiolitic gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52, N 1. P. 203–212.
- Sharaskin A.Ya., Dobretsov N.L., Sobolev N.V.** Marianites: the clinostatite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana trench//*Ophiolites: Proc. intern. ophiolite symp. Cyprus, 1979*/Ed. A. Panajotou. 1980. P. 473–479.
- Sharaskin A.Ya., Karpenko S.F., Ljalikov A.V., Zlobin S.K., Balashov Yu.A.** Correlated  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  data on boninites from Mariana and Tonga arcs//*Ophioliti*. 1983. Vol. 8, N 3. P. 431–438.
- Shaw D.M.** The origin of the Apsley Gneiss, Ontario//*Canad. J. Earth Sci.* 1972. Vol. 9. P. 18–35.
- Shervais J.W.** Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, N 1. P. 101–118.
- Simonian K.O., Gass G.G.** Arakapas fault belt, Cyprus: a fossil transform fault//*Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89, N 8. P. 1220–1230.
- Smewing J.D., Potts P.J.** Rare-earth abundances in basalts and metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus//*Contribs Mineral. and Petrol.* 1976. Vol. 57. P. 245–258.
- Stakes D.S., Shervais J.W., Hopson C.A.** The volcanic-tectonic cycle of the FAMOUS and AMAR Valleys Mid-Atlantic Ridge (36°47'N): Evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the valley midsections, AMAR 3//*J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N 88. P. 6995–7028.
- Stakes D.S., Taylor H.P., Fisher J.R.L.** Oxygen-isotope and geochemical characterization of hydrothermal alteration in ophiolite complexes and modern oceanic crust//*Ophiolites and oceanic lithosphere: Geol. Soc. Spec. Publ.* 1984. N 13. P. 199–214.
- Stern R.J.** On the origin of andesite in the Northern Mariana Island Arc: Implications from Agrigan//*Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 68, N 2. P. 207–219.
- Stern Ch., Elton D.** Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications for oceanic floor metamorphism//*Tectonophysics*. 1979. Vol. 55, N 1/2. P. 179–213.
- Strong D.F.** An off-axis alkali volcanic suite associated with the Bay of Islands ophiolites//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 21, N 3. P. 301–309.
- Sturt B.A., Thon A., Furnes H.** The Karmoy ophiolite, South-West Norway//*Geology*. 1979. Vol. 7. P. 316–320.
- Tatsumi Y.** Melting experiments on the high magnesian andesite//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54, N 2. P. 357–365.
- Tatsumi Y., Ishizaka K.** Existence of andesitic primary magma: an example from South West Japan//*Ibid.* Vol. 53, N 1. P. 124–130.
- Törnebohm A.E.** Grunddragen at det centrala Skandinavians bergbyggnad//*Kongl. Svenska Vetensk. Akad. Handl.* 1896. Bd. 28 (5). S. 212.
- Upadhyay H.D.** Phanerozoic peridotitic and pyroxenitic komatiite from Newfoundland//*Science*. 1978. Vol. 202, N 4373. P. 1192–1195.
- Upadhyay H.D.** Ordovician komatiites and associated boninite-type magmas from Betts Cove, Newfoundland//*Ophioliti*. 1984. Vol. 9, N 1. P. 104.
- Upadhyay H.D., Neale E.R.W.** On the tectonic regimes of ophiolite genesis//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 43. P. 93–102.
- Venturelli G., Thorpe R.S., Plotts P.J.** Rare-earth and trace elements characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine Apennine belt//*Ibid.* 1981. Vol. 53, N 1. P. 109–123.
- Walker J.A., Ryalle P.J.C., Zentilli M. et al.** The origin of compositional variations in basalts recovered by submersible drill from Mount Gloscap, Mid-Atlantic Ridge at 36°25'N//*Canad. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 21, N 8. P. 934–948.
- Weaver S.D., Saunders A.D., Pankhurst R.J., Tarney J.** A geochemical study of magmatism associated with the initial stage of back-arc spreading. The Quaternary volcanics of Bransfield Strait from South Shetland Islands//*Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 68, N 2. P. 151–169.
- Wenner D.B., Taylor H.P.** Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environment and continental ophiolite complexes//*Amer. J. Sci.* 1973. Vol. 273, N 3. P. 207–239.
- Williams M., Malpas J.** Sheeted dikes and brecciated dike rocks within transorted igneous complexes, Bay of Islands, Western Newfoundland//*Canad. J. Earth Sci.* 1972. Vol. 9, N 9. P. 1216–1229.
- Williams M., Smyth W.R.** Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites. Tectonic implications with West Newfoundland examples//*Amer. J. Sci.* 1973. Vol. 273. P. 594–621.
- Wood D.A.** The application of the Th–Mf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50, N 1. P. 11–30.
- Wynne-Edwards H.R., Hay R.W.** Coexisting cordierite and garnet in regionally metamorphosed rocks from the west part area, Ontario//*Canad. Miner.* 1963. Vol. 7, pt 3. P. 453–470.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

### Приложение 1

#### Химический состав (мас.%) метавулканитов офиолитовых зон Монголии

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O
<b>Толeutовая умеренно титанистая серия</b>													
<i>Восточное Прихубсугулье, р. Алаг-Цари-Гол</i>													
Лавовые покровы													
82-32/15	47,01	1,38	17,66	5,90	5,18	0,20	6,87	11,39	3,47	0,56	0,38	4,75	0,18
82-35/26	49,41	1,32	15,43	2,79	9,31	0,21	8,93	8,25	3,52	0,51	0,32	3,06	—
82-29/2	49,83	1,79	12,49	4,46	9,92	0,25	7,83	10,19	2,51	0,56	0,17	2,01	0,12
82-24/6	49,83	0,96	13,92	4,70	5,10	0,25	7,69	14,63	2,64	0,20	0,08	1,68	—
82-35/7	50,58	1,56	15,79	4,34	7,62	0,20	7,02	8,88	2,99	0,76	0,27	3,50	0,25
82-34/26	51,08	1,52	15,91	4,07	6,66	0,17	7,06	8,15	3,33	1,61	0,44	3,97	0,42
82-21/10	51,11	0,97	14,35	3,50	7,84	0,19	7,10	12,06	2,46	0,31	0,11	2,40	—
82-32/17	51,22	1,55	15,88	3,68	8,24	0,22	6,69	7,64	4,12	0,34	0,41	3,76	0,16
82-24/3	51,29	1,87	12,67	6,62	8,32	0,19	6,35	9,31	2,75	0,46	0,16	2,19	0,18
82-35/4	51,36	1,08	14,18	6,81	4,71	0,21	6,33	12,63	2,28	0,29	0,12	3,07	0,23
82-34/20	51,52	1,19	15,90	2,71	6,83	0,17	6,98	10,77	2,95	0,79	0,20	1,73	0,19
82-35/27	51,67	1,22	14,27	8,23	3,91	0,14	4,84	11,63	3,34	0,45	0,30	2,16	—
82-35/2	51,70	1,11	14,43	4,20	6,85	0,19	7,60	11,05	2,94	0,13	0,10	3,50	0,18
82-34/19	51,85	1,43	13,25	6,65	7,41	0,23	6,14	8,44	3,10	0,41	0,12	2,04	0,18
82-35/18	51,92	1,33	15,54	4,51	5,45	0,17	5,75	10,46	3,93	0,61	0,33	4,34	0,21
82-34/23	51,93	1,60	16,60	3,50	6,92	0,19	7,37	6,67	4,02	0,79	0,41	4,23	0,28
82-29/1	52,21	1,35	14,16	2,33	7,89	0,17	7,34	9,97	3,78	0,58	0,23	1,80	0,16
82-35/3	52,89	1,06	13,69	3,43	7,22	0,19	8,62	9,93	2,63	0,25	0,09	3,34	0,16
82-36/6	53,35	1,10	13,69	4,94	4,87	0,15	8,42	11,70	1,47	0,20	0,11	3,21	0,18
82-23/30	53,72	1,52	13,70	6,02	5,36	0,18	5,14	11,98	1,82	0,30	0,26	1,83	0,09
82-32/18	54,16	1,76	14,21	3,81	5,94	0,18	5,07	10,35	3,82	0,34	0,48	2,66	0,17
82-35/1	54,41	1,54	12,37	6,12	7,17	0,21	5,14	9,97	2,54	0,34	0,19	1,77	0,16
82-24/1	54,98	1,84	11,60	6,56	8,24	0,20	4,37	8,41	3,20	0,41	0,18	1,49	0,20
82-34/2	57,25	1,35	11,52	5,84	6,70	0,21	5,12	9,92	1,65	0,31	0,12	1,77	0,15
82-34/3	57,63	1,68	11,16	6,89	7,09	0,24	5,16	7,19	2,44	0,35	0,16	1,46	0,15
82-32/16	57,83	1,06	16,81	4,93	3,53	0,10	3,58	6,64	4,66	0,54	0,31	3,21	0,20
<b>Толeutовая высокотитанистая серия</b>													
<i>Восточное Прихубсугулье, слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол</i>													
Лавовые покровы													
256/81	47,49	2,65	14,63	3,95	7,66	0,16	5,02	13,89	3,79	0,41	0,32	6,96	0,62
3т. 7 <sup>И</sup>	47,83	1,71	17,58	4,27	7,91	0,21	4,47	11,73	3,83	0,23	0,23	3,25	—
11т. 8 <sup>И</sup>	48,12	1,98	14,55	3,79	8,00	0,21	10,81	8,78	2,33	0,87	0,47	4,10	—
1817 <sup>П</sup>	48,22	2,06	16,43	1,93	14,92	0,22	9,09	4,49	2,49	0,15	—	7,38	—
252-81	48,84	2,18	16,28	3,82	6,03	0,13	5,17	13,53	3,32	0,37	0,26	6,64	—
1826 <sup>П</sup>	51,16	1,45	16,84	0,50	9,76	0,17	7,34	7,06	4,57	0,15	—	3,41	—
1524-1 <sup>П</sup>	51,63	1,79	16,53	—	9,16	0,13	6,81	9,72	4,05	0,18	—	3,50	—
6т. 8 <sup>И</sup>	54,04	1,94	14,32	4,52	10,93	0,22	6,30	3,13	3,01	0,43	0,16	7,00	—
3002-5 <sup>П</sup>	55,10	2,85	13,37	7,29	5,58	0,17	4,33	6,21	4,17	0,93	—	7,52	—
<b>Толeutовая умеренно титанистая серия</b>													
<i>Восточное Прихубсугулье, бассейн р. Эгийн-Гол</i>													
Лавовые покровы													
32/1-83	49,08	1,45	15,36	13,31	—	0,17	7,39	8,95	2,67	1,56	0,08	7,11	—
12т. 8 <sup>И</sup>	49,71	1,45	14,77	7,65	7,35	0,22	5,67	9,86	2,75	0,33	0,25	3,78	—
13/6-83	50,02	1,63	14,52	12,51	—	0,17	8,04	10,32	2,66	0,02	0,21	3,80	—
3006 <sup>П</sup>	50,72	1,42	17,54	5,25	5,35	0,22	7,34	7,94	3,88	0,34	—	5,00	—

Приложение 1 (продолжение)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O
<b>Лавовые покровы</b>													
15т. 8 <sup>И</sup>	51,46	0,55	16,42	2,69	7,33	0,16	7,03	9,89	3,98	0,43	0,06	6,41	—
1809в <sup>П</sup>	52,26	1,60	18,16	2,75	6,07	0,19	4,22	8,66	5,28	0,80	—	4,24	—
1813а <sup>П</sup>	52,90	1,22	15,27	1,42	9,18	0,19	6,95	9,88	2,90	0,61	—	2,56	—
16т. 8 <sup>И</sup>	53,01	0,49	15,41	3,77	6,54	0,17	5,88	9,76	4,72	0,18	0,08	2,91	—
1804 <sup>П</sup>	53,52	1,69	18,16	1,88	7,51	0,10	4,32	7,19	4,65	0,99	—	3,78	—
<b>Толитовая серия</b>													
<i>Бассейн р. Керулен</i>													
<b>Дайки</b>													
3066/5 <sup>П</sup>	51,81	2,01	18,59	3,32	6,70	0,21	4,37	8,28	3,45	1,26	—	2,18	—
3065/5 <sup>П</sup>	55,27	2,17	17,30	5,66	4,86	0,23	4,90	4,17	4,07	1,37	—	4,68	—
<b>Лавовые покровы</b>													
3057/5 <sup>П</sup>	48,65	1,90	16,05	5,10	7,71	0,27	7,30	10,46	2,30	0,26	—	3,58	—
3058/1 <sup>П</sup>	51,92	1,82	1,61	7,07	3,54	0,26	5,08	9,56	4,05	0,09	—	3,88	—
3058/1 <sup>П</sup>	53,45	3,57	14,99	8,35	3,80	0,19	5,97	4,77	4,37	0,52	—	5,24	—
3057/2 <sup>П</sup>	60,68	1,59	19,14	7,38	0,71	0,06	0,73	3,14	3,95	2,62	—	4,60	—
<b>Толитовая серия</b>													
<i>Баян-Хонгорская зона</i>													
<b>Параллельные дайки и лавовые покровы</b>													
8466 <sup>П</sup>	43,61	2,16	16,43	6,55	9,93	0,25	9,27	10,64	1,05	0,11	—	4,60	—
8876 <sup>П</sup>	48,43	2,08	16,87	2,55	9,13	0,18	7,29	9,63	3,42	0,42	—	3,34	—
1809 <sup>П</sup>	48,52	1,65	16,85	3,76	8,28	0,25	8,21	8,32	3,88	0,28	—	5,90	—
1507 <sup>П</sup>	48,52	0,73	22,13	0,95	5,64	0,15	5,78	11,46	2,91	1,73	—	4,90	—
866а <sup>П</sup>	50,21	2,07	14,91	2,86	10,29	0,20	6,31	8,02	3,95	1,18	—	2,82	—
859а <sup>П</sup>	51,52	1,28	19,74	2,20	5,92	0,12	4,93	8,57	4,61	1,11	—	4,64	—
1502-1 <sup>П</sup>	51,84	1,99	15,18	2,09	9,76	0,22	5,86	9,63	3,14	0,29	—	3,70	—
1527 <sup>П</sup>	52,22	1,34	15,82	2,52	5,85	0,15	6,40	11,87	3,08	0,75	—	8,46	—
1543 <sup>П</sup>	52,58	2,14	15,10	1,86	9,76	0,17	5,99	8,51	3,40	0,49	—	2,66	—
1548 <sup>П</sup>	52,82	2,09	14,50	2,80	9,12	0,21	6,70	7,46	3,77	0,53	—	2,74	—
874а <sup>П</sup>	52,89	1,92	15,04	3,94	6,11	0,18	7,16	8,60	3,20	0,96	—	3,14	—
1501 <sup>П</sup>	53,09	1,77	14,90	3,33	7,36	0,16	6,70	9,18	3,37	0,14	—	3,71	—
851д <sup>П</sup>	58,36	1,80	15,44	1,16	7,84	0,12	3,35	7,92	3,67	0,34	—	7,62	—
<b>Параллельные дайки</b>													
к	48,57	2,38	13,44	11,53		0,15	9,42	11,31	2,70	0,21	0,31	2,27	—
$\bar{x}$ , n=6 <sup>К</sup>	49,59	0,81	22,25	6,93		0,11	4,82	12,66	2,90	0,79	0,12	4,13	—
$\bar{x}$ , n=2 <sup>К</sup>	49,03	2,07	14,98	13,77		0,15	6,32	10,04	3,19	0,11	0,33	3,67	—
$\bar{x}$ , n=7 <sup>К</sup>	50,27	1,89	14,94	12,51		0,18	6,74	9,92	3,09	0,26	0,18	2,80	—
<b>Лавовые покровы</b>													
$\bar{x}$ , n=7 <sup>К</sup>	49,83	0,88	21,46	6,51		0,10	4,90	12,77	2,59	0,75	0,21	5,01	—
$\bar{x}$ , n=10 <sup>К</sup>	50,38	1,74	15,68	10,79		0,16	6,17	10,97	3,24	0,69	0,19	4,20	—
<b>Толитовая умеренно титанистая серия</b>													
<i>Монгольский Алтай, р. Хархира</i>													
<b>Лавовые покровы</b>													
83-84/2	46,71	1,61	18,81	12,82		0,19	9,52	6,01	2,51	2,28	0,16	4,03	—
83-84/7	49,31	2,32	16,70	11,88		0,37	6,79	5,96	4,75	1,71	0,21	1,88	—
83-84/1	49,84	1,41	16,21	11,28		0,24	8,23	7,25	2,57	2,85	0,13	2,08	—
83-84/3	49,95	1,73	17,12	10,58		0,15	7,70	8,25	4,03	0,30	0,19	2,36	—
83-83/1	50,46	3,00	19,27	11,91		0,17	4,11	3,94	5,87	0,40	0,88	4,11	—

Приложение 1 (продолжение)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O
<b>Монгольский Алтай, р. Турген</b>													
<b>Силлы и лавовые покровы</b>													
83-81/7	50,66	1,51	15,32	13,54		0,15	5,75	7,43	4,71	0,82	0,12	4,87	—
83-81/4	53,11	1,38	16,75	13,62		0,11	5,62	4,85	4,45	0,02	0,10	6,08	—
<b>Восточное Прихубсугулье, р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</b>													
<b>Дайки в ультрамафитах</b>													
83-7/14	35,86	1,94	16,90	14,57		1,08	28,28	1,02	0,10	0,05	0,20	11,41	—
269/81	37,30	1,46	15,73	4,42	8,28	0,22	25,76	6,35	0,05	0,10	0,30	4,96	0,38
83-7/5	41,15	1,43	18,01	12,39		0,64	8,89	16,43	0,13	0,15	0,41	4,15	—
83-7/2	43,07	1,98	13,46	15,26		0,20	10,12	15,51	0,19	0,02	0,19	3,76	—
83-7/1	46,86	1,14	17,38	10,08		0,41	9,41	11,61	1,36	1,52	0,23	3,36	—
83-7/3	47,51	1,51	17,72	12,19		0,29	6,10	10,97	2,01	1,47	0,24	2,70	—
83-5/9	49,05	1,28	17,39	10,86		0,24	4,84	10,12	3,38	2,36	0,48	3,36	—
83-9/4	49,16	1,51	16,93	11,70		0,16	8,38	7,43	3,28	1,24	0,23	4,02	—
273-81	51,16	0,92	20,90	5,10	3,79	0,15	5,28	8,40	2,85	1,29	0,16	3,44	0,10
272-81	52,02	1,05	18,54	3,83	4,47	0,25	3,99	9,02	3,80	2,54	0,45	3,42	0,54
<b>Восточное Прихубсугулье, р. Эгийн-Гол и междуречье Селенги и Эгийн-Гола</b>													
<b>Дайки в амфиболитах по расщепленным габброидам</b>													
83-13/5	47,86	1,34	13,28	9,79		0,15	11,02	12,73	3,18	0,02	0,63	3,51	—
83-13/2	48,03	1,30	11,66	9,30		0,15	12,51	13,81	2,70	0,02	0,53	4,79	—
83-38/3	49,46	2,06	15,33	11,04		0,16	7,26	8,01	3,65	2,20	0,83	3,51	—
83-38/2	50,29	1,24	16,90	9,71		0,15	6,30	4,34	4,45	1,25	0,36	2,77	—
<b>Восточное Прихубсугулье, реки Эгийн-Гол и Алаг-Цари-Гол</b>													
<b>Дайки в массивных и пиллоу-лавах</b>													
83-13/7	47,80	2,46	15,84	12,63		0,15	6,21	8,08	4,42	1,36	1,05	5,33	—
82-35/5	49,73	1,30	14,94	4,39	6,18	0,18	8,84	11,14	2,01	0,87	0,33	4,24	0,25
82-29/8	51,04	1,69	13,41	6,63	6,01	0,19	5,75	10,56	3,73	0,70	0,30	1,69	0,26
82-35/8	51,47	0,62	16,1	3,10	5,39	0,16	7,40	11,63	3,40	0,70	0,05	4,15	0,08
<b>Толентовая низкотитанистая (переходящая в известково-щелочную) серия</b>													
<b>Восточное Прихубсугулье, слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол</b>													
<b>Лавовые покровы</b>													
1т. 7 <sup>И</sup>	46,12	0,67	18,63	2,48	8,06	0,20	13,20	8,20	1,44	0,88	0,13	4,94	—
2т. 7 <sup>И</sup>	46,66	0,85	18,68	2,01	8,79	0,22	8,40	11,79	2,43	0,06	0,11	2,68	—
4т. 7 <sup>4</sup>	49,06	0,43	11,60	1,79	8,18	0,15	12,06	14,41	1,74	0,41	0,17	2,34	—
9т. 7 <sup>4</sup>	52,38	0,74	19,43	2,24	7,05	0,13	4,49	9,29	3,63	0,38	0,24	3,64	—
10т. 7 <sup>И</sup>	52,63	0,70	21,36	3,91	4,83	0,14	4,96	7,01	3,80	0,52	0,13	2,87	—
14т. 7 <sup>И</sup>	55,83	0,46	15,80	5,24	2,75	0,22	2,83	10,16	5,46	1,15	0,09	5,37	—
6т. 7 <sup>И</sup>	50,03	0,98	17,14	0,04	9,32	0,16	8,21	9,71	3,32	0,95	0,15	3,91	—
<b>Известково-щелочная низкотитанистая серия</b>													
<b>Хан-Тайшир</b>													
<b>Скрины</b>													
920/11 <sup>3</sup>	58,77	0,28	17,34		5,46	0,10	6,62	4,60	5,95	0,88	—	2,14	—
920/1 <sup>3</sup>	59,42	0,16	15,10		6,75	0,12	6,67	7,24	3,81	0,73	—	1,76	—
<b>Параллельные дайки</b>													
1019/4 <sup>3</sup>	52,71	0,21	16,25		8,67	0,16	9,95	7,93	3,71	0,42	—	4,0	—
303/25 <sup>К</sup>	55,58	0,27	15,60	2,93	6,45	0,14	7,07	8,32	3,09	0,52	0,02	3,31	—
303/70 <sup>К</sup>	55,79	0,27	14,34	1,53	6,07	0,11	9,40	7,48	4,87	0,15	—	2,84	—
303/17 <sup>К</sup>	55,80	0,49	16,12	2,35	5,57	0,12	7,21	9,23	2,41	0,70	—	3,00	—

Приложение 1 (продолжение)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O
<b>Параллельные дайки</b>													
303/56 <sup>К</sup>	56,06	0,53	16,45	1,88	5,53	0,08	6,02	8,80	4,29	0,33	0,05	2,01	—
303/256 <sup>К</sup>	56,35	0,27	16,19	2,68	5,93	0,10	5,77	7,94	4,58	0,14	0,05	3,22	—
303/59 <sup>К</sup>	56,44	0,11	16,54	2,36	6,40	0,15	7,82	5,58	4,12	0,39	0,10	5,38	—
355-81	56,58	0,36	15,79	1,77	4,89	0,12	7,76	8,58	3,09	0,92	0,08	2,61	0,16
303/18 <sup>К</sup>	57,22	0,32	15,42	2,18	5,94	0,12	7,71	5,90	4,77	0,38	0,02	2,83	—
361/81	60,51	0,32	16,46	1,32	4,37	0,10	5,43	6,28	4,39	0,72	0,07	2,88	0,36
357/81	65,52	0,25	13,04	2,06	4,16	0,10	5,47	4,90	4,18	0,24	0,05	2,31	0,46
<b>Дайки в пиллоу-лавах</b>													
315/81	57,90	1,13	16,48	3,45	5,49	0,17	4,36	4,54	5,81	0,52	0,15	2,70	0,46
317/81	58,68	0,52	16,98	1,49	6,49	0,16	7,42	2,10	5,80	0,29	0,07	3,93	0,42
<b>Покровы пиллоу и массивных лав</b>													
304-81	51,19	0,66	18,01	2,91	7,11	0,15	11,30	5,95	3,09	0,19	0,06	5,77	0,34
1201/2 <sup>3</sup>	52,17	0,40	16,19	9,42	2,28	0,20	8,67	7,12	3,41	0,13	—	5,13	—
307-81	54,82	0,60	16,47	2,65	5,84	0,13	10,50	4,77	3,98	0,10	0,06	4,82	0,50
306-81	55,46	0,43	16,42	3,72	4,09	0,10	5,31	11,14	4,17	0,10	—	3,79	0,34
313-81	56,00	0,51	15,43	5,58	4,40	0,12	5,30	12,36	0,11	0,11	0,04	5,53	0,42
1215/5 <sup>3</sup>	56,19	0,43	14,88	2,89	7,08	0,21	7,15	5,45	5,60	0,14	—	3,55	—
128 <sup>П</sup>	56,47	0,70	17,81	3,44	4,82	0,10	5,15	4,93	6,09	0,49	—	1,54	—
1019/5 <sup>3</sup>	56,95	0,23	13,28	3,05	6,83	0,14	9,62	5,06	4,76	0,08	—	4,12	—
1202 <sup>3</sup>	57,76	0,42	15,34	7,11	3,76	0,27	3,99	7,24	4,01	0,06	—	6,31	—
318-81	57,98	0,25	16,30	4,03	4,88	0,15	5,43	7,73	3,02	0,11	—	3,01	—
312-81	58,36	0,44	15,02	5,36	2,79	0,11	2,52	14,82	0,34	0,15	0,05	3,14	0,36
920/16 <sup>3</sup>	58,51	0,39	15,48		9,33	0,20	5,92	3,57	6,57	0,11	0,10	5,35	0,20
1215/4 <sup>3</sup>	60,08	0,38	16,08	7,06	2,24	0,13	5,64	3,57	4,50	0,06	—	4,44	—
204-81	60,14	0,37	16,64	1,82	5,71	0,09	4,84	5,37	5,69	0,31	—	3,89	—
1215/4 <sup>3</sup>	60,18	0,40	14,96	7,32	1,72	0,16	4,15	7,19	2,88	0,30	0,04	2,06	0,22
1215/2 <sup>3</sup>	60,36	0,40	16,35	5,05	3,39	0,16	4,82	4,47	4,90	0,10	—	3,32	—
9206 <sup>3</sup>	60,55	0,67	15,49	5,57	2,98	0,16	3,63	6,53	4,36	0,06	—	2,83	—
300-81	60,56	0,57	15,50	3,59	5,00	0,12	4,05	6,98	3,46	0,10	0,07	4,23	0,38
302-81	60,66	0,58	15,78	2,85	4,87	0,13	4,29	5,09	5,15	0,54	0,06	2,46	0,28
309-81	61,27	0,41	14,79	3,97	5,27	0,10	5,65	5,16	3,02	0,26	0,06	4,73	0,42
296-81	62,38	0,46	15,03	2,03	6,23	0,16	5,48	3,83	4,15	0,19	0,06	3,49	0,42
301-81	63,03	0,51	14,69	2,98	3,95	0,11	3,46	6,29	4,58	0,33	0,07	2,01	0,30
<b>Бассейн р. Керулен</b>													
<b>Гипабиссальные интрузии</b>													
3066/4 <sup>П</sup>	48,21	0,39	14,05	3,50	6,28	0,35	12,92	10,77	1,71	1,82	—	2,78	—
3066/3 <sup>П</sup>	50,24	0,10	14,76	3,11	6,07	0,23	9,84	13,12	1,03	1,50	—	2,50	—
3070 <sup>П</sup>	54,52	0,43	16,87	5,76	3,30	0,31	6,74	7,94	3,09	1,02	—	3,60	—
3069/1 <sup>П</sup>	54,97	0,39	13,36	2,43	6,47	0,25	7,12	11,10	2,42	1,49	—	2,24	—
3057/1 <sup>П</sup>	68,45	0,29	14,75	1,37	2,20	0,23	4,67	3,42	4,15	0,50	—	4,72	—
<b>Лавовые покровы</b>													
3102 <sup>П</sup>	54,21	0,87	16,48	5,50	3,94	0,46	5,96	8,88	2,98	0,72	—	9,24	—
3057-4 <sup>П</sup>	55,80	1,12	14,79	3,60	5,44	0,23	6,95	6,95	4,70	0,42	—	5,42	—
<b>Известково-щелочная умеренно титанистая серия</b>													
<i>Восточное Прихубсугулье, р. Уляд-Гол</i>													
<b>Лавовые покровы, силлы</b>													
83-10/7	48,41	0,83	19,40	10,50		0,16	9,70	6,65	3,84	0,40	0,11	7,28	—
83-10/8	49,45	0,78	15,64	9,06		0,13	7,52	14,41	1,61	1,29	0,09	2,70	—
155-81	50,60	0,78	16,72	1,65	6,84	0,17	8,72	10,42	3,23	0,51	0,16	10,60	0,26



№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O
<b>Лавовые покровы, силлы</b>													
153-81	51,46	0,97	17,19	3,42	5,44	0,15	7,20	10,01	3,04	0,82	0,20	3,24	0,20
165-81	51,60	0,84	17,81	5,43	3,79	0,16	6,73	9,50	3,62	0,32	0,14	3,83	0,26
176-81	51,98	0,90	16,95	5,32	3,98	0,15	8,46	9,17	2,44	0,34	0,17	4,67	0,24
166-81	52,14	0,87	15,30	5,08	4,65	0,21	6,30	11,94	2,17	1,09	0,17	11,32	0,22
154-81	52,31	0,99	19,41	3,18	5,78	0,14	5,03	9,98	3,21	0,79	0,15	3,46	0,04
159-81	53,34	0,65	15,76	2,04	6,78	0,15	9,25	9,38	1,96	0,11	0,09	9,12	0,12
156-81	55,70	0,73	15,77	2,17	5,38	0,13	8,56	6,96	2,61	1,65	0,13	3,78	0,34
83-8/6	58,90	0,69	15,73	6,48		0,10	4,10	7,68	5,57	0,64	0,11	7,35	—
158-81	61,44	0,60	16,77	1,47	3,76	0,09	5,71	4,05	4,59	1,29	0,14	6,33	0,26
189-81	62,86	0,91	17,71	4,60	2,75	0,12	2,72	2,46	2,97	2,69	0,17	4,52	0,24
184-81	63,42	0,67	16,96	2,50	3,57	0,13	3,54	3,87	2,65	2,50	0,15	5,83	0,26
160-81	68,03	0,51	15,89	0,53	2,19	0,04	1,94	4,08	4,15	2,48	0,13	5,0	0,28

*Восточное Прихубсугулье, слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол*

<b>Лавовые покровы</b>													
Вт. 7 <sup>И</sup>	51,44	0,89	15,81	1,91	7,19	0,22	8,29	8,05	5,13	0,23	0,25	3,03	—
12т. 7 <sup>И</sup>	54,46	0,57	17,27	2,67	5,70	0,15	7,16	7,23	3,75	0,89	0,16	—	—
15т. 7 <sup>И</sup>	56,08	0,64	16,30	1,50	6,12	0,15	6,20	6,70	4,92	1,12	0,17	2,21	—
16т. 7 <sup>И</sup>	58,27	0,51	15,48	2,82	4,75	0,10	6,69	5,46	4,34	1,24	0,32	2,94	—
17т. 7 <sup>И</sup>	58,89	0,76	16,88	2,30	5,81	0,12	5,14	5,27	2,80	1,80	0,22	3,79	—
18т. 7 <sup>И</sup>	59,48	0,84	14,93	1,22	5,54	0,11	6,09	7,26	3,30	0,90	0,32	4,27	—
19т. 7 <sup>И</sup>	61,94	0,76	1,67	0,52	5,85	0,14	6,29	3,26	5,35	0,13	0,10	4,05	—
20т. 7 <sup>И</sup>	62,59	0,51	15,54	1,23	4,62	0,10	4,41	6,77	3,28	0,72	0,22	2,88	—
21т. 7 <sup>И</sup>	65,53	0,47	13,26	2,47	3,02	0,10	3,91	5,21	5,34	0,54	0,13	2,37	—
22т. 7 <sup>И</sup>	65,89	0,51	15,50	1,29	4,22	0,06	2,96	2,21	5,55	1,64	0,18	1,59	—
23т. 7 <sup>И</sup>	67,28	0,67	13,66	0,85	4,57	0,09	2,52	3,03	5,30	1,86	0,17	1,72	—
24т. 7 <sup>И</sup>	68,18	0,48	13,43	0,85	3,24	0,05	1,76	6,60	2,38	2,34	0,18	6,10	—
35т. 7 <sup>И</sup>	68,77	0,40	13,54	2,47	2,41	0,08	2,03	5,16	4,13	0,90	0,10	1,75	—
26т. 7 <sup>И</sup>	69,90	0,50	14,08	1,33	2,63	0,05	2,27	2,70	5,86	0,42	0,21	1,37	—
27т. 7 <sup>И</sup>	70,95	0,45	14,88	0,60	3,13	0,05	1,72	1,59	5,14	1,40	0,11	1,21	—
28т. 7 <sup>И</sup>	71,66	0,42	13,26	1,13	2,85	0,08	1,18	3,57	2,94	2,83	0,08	2,15	—

**Известково-щелочная умеренно и низкотитанистая, ассоциирующая с бонинитовой серия**

*Восточное Прихубсугулье, р. Эгийн-Гол в районе сомона Эрдэнэ-Булган*

<b>Лавовые покровы</b>													
Зт. 6 <sup>И</sup>	46,59	0,29	13,42	0,18	10,95	0,27	13,07	12,08	3,03	0,06	0,11	2,71	—
3042-1 <sup>П</sup>	52,30	0,30	17,47	3,32	5,83	0,25	10,67	5,70	2,82	0,34	—	3,44	—
279-81	54,80	0,69	18,76	4,40	3,61	0,15	4,39	8,62	3,63	0,77	0,18	2,29	0,10
83-7/6	55,17	0,26	17,24	8,94		0,20	6,27	6,07	5,80	0,02	0,04	2,47	—
83-7/7	55,99	0,24	16,38	8,99		0,14	5,54	7,34	5,28	0,02	0,08	2,26	—
83-9/5	58,02	0,67	18,17	7,14		0,16	2,94	4,17	5,23	3,08	0,42	4,85	—

**Известково-щелочная серия**

*Монгольский Алтай, гора Турген*

<b>Лавовые покровы</b>													
83-83/2	57,72	0,96	17,07	8,76		0,16	5,29	4,82	5,04	0,02	0,15	4,37	—

**Умеренно щелочная высокотитанистая серия**

*Восточное Прихубсугулье, слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол*

<b>Лавовые покровы</b>													
1т. 8 <sup>И</sup>	42,21	1,76	12,43	7,29		6,69	0,15	10,87	14,12	3,63	0,41	0,45	—
4т. 8 <sup>И</sup>	44,88	2,88	15,85	3,19		8,80	0,15	5,71	12,97	1,65	3,19	0,72	—

Приложение 1 (окончание)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O
<b>Покровы пиллоу и массивных лав</b>													
8т. 8 <sup>И</sup>	47,00	1,74	15,73	4,88	8,98	0,21	6,45	8,77	4,93	0,88	0,43	5,01	—
10т. 8 <sup>И</sup>	47,90	2,83	16,33	7,29	6,59	0,16	4,46	8,71	4,25	0,76	0,71	6,69	—
254-81	47,96	1,98	15,21	3,42	6,77	0,15	5,67	14,28	4,10	0,15	0,20	8,60	—
255-81	48,28	2,02	15,99	4,11	7,17	0,17	5,98	11,92	3,62	0,54	0,21	7,91	0,36
3005-1 <sup>П</sup>	49,54	3,82	18,34	8,62	5,70	0,31	4,27	3,95	3,58	1,87	—	6,60	2,06
13т. 8 <sup>И</sup>	49,73	2,35	14,91	4,61	8,50	0,22	5,61	9,06	2,43	2,31	0,27	4,72	—
3006-3 <sup>П</sup>	50,14	3,15	18,03	5,52	4,83	0,20	5,92	5,33	4,42	2,36	—	2,62	—

**Высокощелочная высокотитанистая серия**

*Восточное Прихубсугулье, слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол*

**Покровы пиллоу и массивных лав**

2т. 8 <sup>И</sup>	43,25	2,26	16,92	8,66	5,52	0,15	4,09	11,45	5,15	1,96	0,58	6,12	—
3т. 8 <sup>И</sup>	44,43	2,24	19,63	6,78	5,93	0,33	2,51	9,52	5,22	2,72	0,80	8,45	—
5т. 8 <sup>И</sup>	45,01	2,39	16,04	7,65	5,51	0,20	6,32	9,69	5,42	1,27	0,50	7,42	—
7т. 8 <sup>И</sup>	46,53	1,91	16,16	9,31	5,21	0,18	6,16	7,77	5,69	0,59	0,49	8,68	—
9т. 8 <sup>И</sup>	47,15	2,80	14,97	3,09	9,89	0,16	6,67	7,35	4,53	2,96	0,43	4,50	—
14т. 8 <sup>И</sup>	50,60	2,16	16,13	4,61	7,62	0,22	4,20	6,12	6,12	1,73	0,49	2,88	—
17т. 8 <sup>И</sup>	54,42	1,42	17,50	4,69	6,53	0,10	1,74	3,39	7,14	2,08	0,83	1,50	—

**П р и м е ч а н и е.** Все анализы пересчитаны к 100% после вычитания п.п.п. и H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, значения которых приведены в приложении отдельно. Образцы из коллекций: з — Зоненшайна, Кузьмина (1973 г.); и — Ильина (1982 г.); к (по Хан-Тайширу) — Кузьмина и др. (1983 г.); к (по Баян-Хонгорской зоне) — Коптева и др. (1984 г.); п — Пинуса и др. (1984 г.). Оригинальные анализы авторов выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитики Л.С. Зоркина, Л.К. Коковкина; в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции и в Центральной партии физико-химических исследований минерального сырья комплексной экспедиции ВИМСа.

Приложение 2

**Содержание малых компонентов (г/т) в метавулканитах различных магматических серий офиолитовых зон Монголии**

№ обр.	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Pb
<b>1. Толитовая умеренно титанистая серия</b>							
<i>Восточное Прихубсугулье, р. Алаг-Цари-Гол</i>							
Лавовые покровы							
82-32/15	120	35	26	170	8	100	10
82-35/26	250	120	40	210	20	120	5
82-29/2	52	39	29	290	70	130	9
82-24/6	640	220	41	770	65	80	8
82-35/7	160	61	33	220	51	100	7
82-34/26	120	50	34	180	58	120	11
82-21/10	100	66	45	230	32	100	7
82-32/17	140	25	20	130	27	110	8
82-35/4	120	60	33	230	95	100	7
82-34/20	200	42	35	200	50	120	8
82-35/27	180	55	30	230	38	110	12
82-35/2	200	90	34	230	90	100	5
82-34/19	84	42	32	200	93	80	14
82-35/18	110	28	24	200	38	90	21
82-34/23	110	57	34	240	39	100	10
82-29/1	180	38	22	180	25	90	8
82-35/3	180	85	34	230	85	110	5
82-35/6	180	62	27	140	58	80	5

Приложение 2 (продолжение)

№ обр.	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Pb
<b>Лавовые покровы</b>							
82-23/30	140	40	24	270	48	130	9
82-32/18	150	16	19	200	45	100	9
82-35/1	31	44	34	250	53	110	5
82-24/1	21	19	29	220	38	80	6
82-34/2	64	45	40	250	94	110	10
82-34/3	22	35	42	220	52	110	8
82-32/16	110	30	22	140	80	60	10
<b>Дайки в массивных пиллоу-лавах</b>							
82-35/5	350	160	38	180	62	90	11
82-29/8	160	46	22	210	42	120	26
82-35/8	250	85	33	150	12	60	6
<b>Восточное Прихубсугулье, р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</b>							
<b>Дайки в ультрамафитах</b>							
269-81	28*	27*	45,4*	140	38	120	5
273-81	20	20	30	100	130	100	7
272-81	10*	51*	19,1*	120	75	70	12
<b>Баян-Хонгорская зона</b>							
<b>Параллельные дайки</b>							
К	450	200	45	—	—	83	—
$\bar{x}, n = 6^K$	148	64	28	—	—	57	—
$\bar{x}, n = 2^K$	106	67	38	—	—	120	—
$\bar{x}, n = 7^K$	125	81	40	—	—	90	—
<b>Лавовые покровы</b>							
$\bar{x}, n = 7^K$	187	62	24	—	—	70	—
$\bar{x}, n = 10^K$	240	80	39	—	—	92	—
<b>2. Толитовая высокотитанистая серия</b>							
<b>Восточное Прихубсугулье, слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол</b>							
<b>Лавовые покровы</b>							
252-81	94	45	26	140	76	100	4
256-81	98*	72*	42,4*	180	62	110	4
<b>3. Толитовая низкотитанистая серия</b>							
<b>Восточное Прихубсугулье, слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол</b>							
<b>Лавовые покровы</b>							
1 т. 7 <sup>И</sup>	170	80	30	430	140	—	10
2 т. 7 <sup>И</sup>	122	14	210	48	—	—	30
4 т. 7 <sup>И</sup>	130	37	22	325	163	—	10
6 т. 7 <sup>И</sup>	148	70	29	415	126	—	10
<b>4. Известково-щелочная умеренно титанистая серия</b>							
<b>Восточное Прихубсугулье, р. Улад-Гол</b>							
<b>Лавовые покровы, силлы</b>							
155-81	500	95	34	170	65	100	13
153-81	283*	96*	14,9*	200	58	80	13
165-81	116*	63*	37,2*	140	50	100	17
176-81	364*	145*	36,8*	180	80	90	17
166-81	229*	85*	39,4*	130	670	80	12
154-81	41*	34*	21,2*	220	60	90	15
159-81	527*	92*	38,8*	210	80	80	16
156-81	900	110	20	170	47	90	25

Приложение 2 (продолжение)

№ обр.	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Pb
<b>Лавовые покровы, силлы</b>							
158-81	273*	93*	20,4*	85	80	80	13
189-81	85	19	16	150	35	50	16
184-81	50	14	15	110	24	90	13
160-81	62	22	4	33	8	60	22
<i>Восточное Прихубсугулье, р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</i>							
Лавовые покровы, ассоциирующие с породами бонинитовой серии							
3 т. 6 <sup>н</sup>	300	500	110	144	20	—	—
279-81	32	24	20	922	92	60	7
<b>5. Известково-щелочная низкотитанистая серия</b>							
<i>Хан-Тайшир</i>							
Скрины							
920/11 <sup>3</sup>	19	120	50	170	11	—	—
920/1 <sup>3</sup>	190	80	40	150	14	—	—
Параллельные дайки							
1019/4 <sup>3</sup>	480	120	63	260	12	—	—
355-81	120	1800	80	63	21	40	4
361-81	117*	55*	26,1*	150	11	30	6
357-81	11*	46*	24,3*	190	38	30	6
Дайки в пиллоу-лавах							
315-81	12*	10*	20,9*	190	64	80	12
317-81	93*	41*	30,6*	150	38	50	6
Пиллоу- и массивные лавы							
304-81	234*	45*	15,1*	90	10	50	5
1201/2 <sup>3</sup>	680	140	26	240	89	—	—
307-81	160	44	28	94	5	60	5
306-81	140	31	21	120	6	30	6
313-81	94	15	20	120	44	80	7
1215/5 <sup>3</sup>	250	110	23	250	180	—	—
1019/5 <sup>3</sup>	560	160	80	160	150	—	—
1202 <sup>3</sup>	350	48	14	150	180	—	—
318-81	50*	44*	28,5*	180	15	50	6
312-81	120*	20*	15*	120	26	40	13
920/16 <sup>3</sup>	32	34	45	240	25	—	—
1215/4 <sup>3</sup>	100	40	25	230	28	—	—
1215/1 <sup>3</sup>	81	43	14	190	120	—	—
9206 <sup>3</sup>	40	27	14	240	10	—	—
300-81	20*	26*	24,7*	210	64	60	6
302-81	33*	26*	21,7*	220	84	60	9
309-81	270*	46*	29,1*	170	25	60	7
269-81	56*	37*	26,8*	190	100	50	6
301-81	18*	26*	19,9*	190	81	40	7
<b>6. Умеренно щелочная высокотитанистая серия</b>							
<i>Восточное Прихубсугулье, слияние рек Ури-Гол и Эгийн-Гол</i>							
Пиллоу-лавы							
254-81	160	55	26	130	70	100	5
255-81	200	52	26	140	70	120	5
<b>7. Бонинитовая серия</b>							
<i>Восточное Прихубсугулье, р. Эгийн-Гол, район сомона Эрдэнэ-Булган</i>							
Покровы пиллоу- и массивных лав							
1 т. 6 <sup>н</sup>	300	430	56	158	52	—	—

Приложение 2 (окончание)

№ обр.	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Pb
<i>Дайки в ультрамафитах</i>							
274-81	969*	425*	52,8*	400	150	40	6
275-81	758*	270*	43,5*	130	92	60	7
277-81	155*	112*	33,8*	130	6	40	9
<i>Восточное Прихубсугулье, р. Уляд-Гол</i>							
<i>Лавовые покровы</i>							
157-81	1047*	276*	19*	100	35	80	7
<i>Хан-Тайшир</i>							
<i>Пиллоу-лавы</i>							
1019/4 <sup>3</sup>	680	200	66	170	110	—	—
<i>Параллельные дайки</i>							
920/13 <sup>3</sup>	1300	250	79	210	12	—	—
356-81	160	73	26	200	9	50	33
920-5 <sup>3</sup>	950	170	65	210	25	—	—
347-81	920	31	40	96	5	50	5
348-81	846*	200*	40,7*	100	5	40	5
920/7 <sup>3</sup>	590	120	74	240	18	—	—
349-81	701*	171*	40,6	220	5	30	4
920/2 <sup>3</sup>	490	130	73	200	17	—	—
350-81	635*	187*	139,3*	180	5	40	5
920/12 <sup>3</sup>	704	100	56	200	37	—	—
358-81	490	80	25	87	6	30	5
<i>Скрины</i>							
907-3 <sup>3</sup>	1200	520	130	140	35	—	—
920/6 <sup>3</sup>	470	100	54	190	20	—	—
<i>Дайки в габбро</i>							
947/1 <sup>3</sup>	580	230	63	160	19	—	—
947/4 <sup>3</sup>	310	200	53	160	11	—	—

Примечание. Буквенные обозначения у № обр. см. в Прил. 1. Оригинальные данные авторов приведены по определениям содержаний микрокомпонентов в спектральной лаборатории ИМГРЭ (аналитики Л.И. Курякова, О.В. Сова); чувствительность определения ( $n \cdot 10^{-4} \%$ ): Cr — 5, Ni — 5, Co — 3, Cu — 5, Zn — 30, Pb — 4. Содержания элементов, помеченные звездочкой, определены в ИГиГ СО АН СССР В.С. Пархоменко на масс-спектрометре.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	5
<b>Глава I</b>	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ . . . . .	7
Структурно-вещественные комплексы дорифейского фундамента. . . . .	7
Рифей-кембрийские комплексы верхнего структурного этажа . . . . .	11
Офиолиты. . . . .	17
<b>Глава II</b>	
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАВ И ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК ВЕРХНЕРИФЕЙСКО-НИЖНЕ- КЕМБРИЙСКИХ МЕТАОФИОЛИТОВ МОНГОЛИИ . . . . .	25
Петрохимия лав важнейших геотектонических обстановок океана. . . . .	29
Главные и редкие элементы метавулканитов офиолитов Монголии . . . . .	41
Толеитовая серия . . . . .	43
Известково-щелочная серия. . . . .	54
Щелочная серия . . . . .	61
Бонинитовая серия . . . . .	62
Реконструкции состава метаморфических пород, в значительной степени утративших признаки первичной природы, по геохимическим данным . . . . .	67
Характеристика составов вулканитов и ассоциирующих осадочных пород главных офио- литовых комплексов Монголии и мировых эталонов . . . . .	78
Сравнительный формационный анализ зеленокаменных и офиолитовых поясов и эволю- ция состава палеоокеанической коры. . . . .	87
<b>Глава III</b>	
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ—КЕМБРИЯ. . . . .	90
Фаии регионального метаморфизма комплексов дорифейского фундамента. . . . .	91
Гранулитовая фация (фация двупироксеновых гнейсов) . . . . .	91
Гранулитовая и амфиболитовая фации . . . . .	94
Эклогиты и эклогитоподобные породы . . . . .	103
Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации. . . . .	107
<i>PT</i> -условия метаморфизма комплексов верхнего структурного этажа . . . . .	117
Эпидот-амфиболитовая (дистенсланцевая) и зеленосланцевая фации . . . . .	117
Зеленосланцевая фация . . . . .	119
Сравнительный анализ <i>PT</i> -условий метаморфизма . . . . .	124
Динамика изменения состава флюида при метаморфизме . . . . .	125
<b>Глава IV</b>	
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ . . . . .	130
Классификация метаморфических формаций . . . . .	131
Формации фундамента . . . . .	131
Гнейсово-гранулитовая формация. . . . .	131
Карбонатные формации . . . . .	134
Амфиболит-плагиогнейсовая формация . . . . .	135
"Нестратифицированная" метаультрамафит-мафитовая формация . . . . .	135
Эклогит-гнейсовая формация. . . . .	137
Гранито-гнейсовая и мигматито-гнейсовая формации . . . . .	138
Формации верхнего структурного этажа . . . . .	138
Предгеосинклинальные сланцевые формации . . . . .	139
Формации офиолитовых зон . . . . .	139
Геосинклинальные формации метаморфизованных осадочных пород . . . . .	140
Закономерности распространения метаморфических формаций и их металлогения . . . . .	140
<b>Глава V</b>	
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИ- ТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛИИ В ДОКЕМБРИИ—КЕМБРИИ . . . . .	142
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. . . . .	148
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	150
ПРИЛОЖЕНИЯ . . . . .	157
Приложение 1 . . . . .	157
Приложение 2 . . . . .	162

# ГАРЧИГ

ОРШИЛ . . . . .	5
Бүлэг I	
ГЕОЛОГИЙН БАЙРЛАЛ БА НАС . . . . .	7
Рифейн емнөх үед үүссэн суурийн структур-бодисын комплексууд . . . . .	7
Структурын дээд давхрын рифей—кембрийн комплексууд . . . . .	11
Офиолитууд . . . . .	17
Бүлэг II	
МОНГОЛИЙН ДЭЭД РИФЕЙ—ДООД КЕМБРИЙН ХУВИРСАН ОФИОЛИТУУДЫН ЛАВ БО- ЛООД ПАРАЛЛЕЛЬ ДЭЛ СУДЛУУДЫН ХИМИЙН НАЙРЛАГА . . . . .	25
Далайн геотектоникийн гол чухал нехцлийн лавын петрохими . . . . .	29
Монголын офиолитуудын хувирсан вулканидуудын гол ба ховор элементүүд . . . . .	41
Толейтын сери . . . . .	43
Шохойлог—шултлэг сери . . . . .	54
Шултлэг сери . . . . .	61
Бонинитын сери . . . . .	62
Үүссэн анхдагч нехцлийн шинж тэмдгүүдээ нилээд хэмжээгээр алдсан хувирмал чулуул- гуудын найрлагыг геохимийн мэдээ, баримтуудаар дахин сэргээх нь . . . . .	67
Монголын үндсэн офиолит комплексуудын вулканидууд ба тэдэнтэй хамт тохиолддог тунамал чулуулгуудын болоод дэлхийн эталонуудын найрлагын тодорхойлолт . . . . .	78
Ногоон чулуулгуудын ба офиолит бусуудийн формацийн харцуулсан шинжилгээ болоод эртний далайн царцдасын найрлагын эволюци хөгжил . . . . .	87
Бүлэг III.	
КЕМБРИЙН ЕМНӨХ — КЕМБРИЙН УЕИЙН СТРУКТУР—БОДИСЫН КОМПЛЕКСУУДЫН ХУВИРЛЫН ФИЗИК-ХИМИЙН НЕХЦЛУУД . . . . .	90
Рифейн емнө үүссэн суурийн комплексуудын региональ хувирлын фацуд . . . . .	91
Гранулитын фац (хоёр пироксент гнейсын фац) . . . . .	91
Гранулит ба амфиболитын фацуд . . . . .	94
Эклогитүүд ба эклогиттой төсөөтэй чулуулгууд . . . . .	103
Амфиболитын ба эпидот-амфиболитын фацууд . . . . .	107
Структурын дээд давхрын комплексуудын хувирлын <i>PT</i> (даралт, температурын) нехцел . . . . .	117
Эпидот-амфиболитын (дистент занар) ба ноггон занарын фацууд . . . . .	117
Ногоон занарын фац . . . . .	119
Хувирлын <i>PT</i> (даралт, температурын) нехцлийн харьцангуй шинжилгээ . . . . .	124
Хувирлын үе дэхь флюидуудын найрлагын еерчлелтийн динамик . . . . .	125
Бүлэг IV	
МОНГОЛЫН ХУВИРМАЛ ФОРМАЦУУД . . . . .	130
Хувирмал формацуудын ангилал . . . . .	131
Суурийн формацууд . . . . .	131
Гнейс-гранулитын формаци . . . . .	131
Карбонат формаци . . . . .	134
Амфиболит-плаггиогнейсын формаци . . . . .	135
Стратиграфийн бүлэглэлд ороогүй, хувирсан ультрамафит-мафитын формаци . . . . .	135
Эклогит-гнейсын формаци . . . . .	137
Боржин-гнейс ба мигматит-гнейсын формаци . . . . .	138
Структурын дээд давхрын формацууд . . . . .	138
Геосинклиналийн емнөх занарын формацууд . . . . .	139
Офиолит бусуудийн формацууд . . . . .	139
Геосинклиналийн хувирсан тунамал чулуулгуудын формацууд . . . . .	140
Хувирмал формацуудын тархалтын зүй тогтлууд ба тедгээрийн металлогени . . . . .	140
Бүлэг V	
МОНГОЛЫН ЦАРЦДАСТ БУРХЭВЧИЙН КЕМБРИЙН ӨМНӨХ-КЕМБРИЙН УЕИЙН ХЕГЖ- ЛИЙН ӨРӨНХИЙ ЗҮЙ ТОГТЛУУД БОЛООД ПАЛЕОТЕКТОНИКИЙН РЕКОНСТРУКЦИ . . . . .	142
ТӨГСГӨЛ . . . . .	148
АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ . . . . .	150
ХАВСРАЛТ . . . . .	157
Хавсралт 1 . . . . .	157
Хавсралт 2 . . . . .	162

# CONTENTS

INTRODUCTION. . . . .	5
Chapter I	
THE GEOLOGICAL SETTING AND AGE . . . . .	
Pre-Riphean basement complexes. . . . .	7
The Riphean-Cambrian complexes overlying the pre-Riphean basement. . . . .	11
Ophiolites . . . . .	17
Chapter II	
BULK CHEMICAL COMPOSITION OF THE UPPER RIPHEAN-EARLY CAMBRIAN MONGOLIAN METAPHOLIOTIC LAVAS AND SHEETED DYKES . . . . .	25
Petrochemistry of the lavas in the main geotectonic settings of the modern ocean . . . . .	29
Major and rare-earth elements of the metavolcanics in the Mongolian ophiolites . . . . .	41
Rocks of the tholeiitic series . . . . .	43
Calc-alkaline rocks . . . . .	54
Alkaline rocks . . . . .	61
Boninite rocks. . . . .	62
Reconstruction composition of metamorphic rocks, having lost its original characteristics, based on geochemical data . . . . .	67
Composition of volcanics and associated sedimentary rocks of the Mongolian and other ophiolitic complexes . . . . .	78
Comparative analysis of of the greenstone belt and ophiolite and evolution of the paleoceanic crust . . . . .	87
Chapter III	
PHISICO-CHEMICAL CONDITIONS OF METAMORPHISM OF THE PRE-CAMBRIAN-CAMBRIAN COMPLEXES . . . . .	90
The facies of regional metamorphism in pre-Riphean basement complex . . . . .	91
Granulite facies . . . . .	91
Granulite and amphibolite facies . . . . .	94
Eclogites and eclogite-like rocks. . . . .	103
Amphibolite and epidote-amphibolite facies. . . . .	107
<i>PT</i> -conditions of metamorphism of the overlying complexes . . . . .	117
Epidote-amphibolite (disthene schist) and greenschist facies . . . . .	117
Greenschist facies . . . . .	119
The comparative analysis of the <i>PT</i> -conditions of the metamorphism . . . . .	124
The evolution of the fluid composition during metamorphism . . . . .	125
Chapter IV	
METAMORPHIC FORMATIONS OF MONGOLIA . . . . .	130
Classification of metamorphic formations . . . . .	131
Formations of the basement. . . . .	131
Gneissic-granulite formation. . . . .	131
Carbonate formations . . . . .	134
Amphibolitic-plagiogneiss formation . . . . .	135
"Non-stratified" metatrabasic-basic formation . . . . .	135
Eclogite-gneiss formation . . . . .	137
Granite-gneiss and migmatite-gneiss formations . . . . .	138
Formations of the overlying complexes . . . . .	138
Pre-geosynclinal schist formations . . . . .	139
Formations of the ophiolite zones . . . . .	139
Geosynclinal formations of the metamorphosed sedimentary rocks. . . . .	140
The peculiarities of metamorphic formations distribution and their metallogeny. . . . .	140
Chapter V	
PALEOTECTONIC EARTH'S CRUST EVOLUTION OF THE MONGOLIA IN THE PRE-CAMBRIAN-CAMBRIAN . . . . .	142
CONCLUSTIONS. . . . .	148
REFERENCES . . . . .	150
APPENDIX . . . . .	157
Appendix 1 . . . . .	157
Appendix 2 . . . . .	162