

30

**В.А.СИМОНОВ**

**ПЕТРОГЕНЕЗИС  
ОФИОЛИТОВ**

НОВОСИБИРСК 1993

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
SIBERIAN BRANCH  
UNITED INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS  
AND MINERALOGY

---

TRANSACTION, ISSUE 816

**V.A.Simonov**

**PETROGENESIS OF OPHIOLITES**  
**(thermobarogeochemical investigations)**

Edited by prof. Yu.A.Dolgov

NOVOSIBIRSK 1993



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,  
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

---

ТРУДЫ, ВЫПУСК 816

**В.А.Симонов**

**ПЕТРОГЕНЕЗИС ОФИОЛИТОВ**  
**(термобарогеохимические исследования)**

Научный редактор д.г.-м.н. Ю.А.Долгов

НОВОСИБИРСК 1993

УДК 552.3:548.4  
С 375

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов: Термобарогеохимические исследования /РАН, Сиб. отд-ние. Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии [Науч. редактор д.г.-м.н. Ю.А.Долгов]. - Новосибирск, 1993. - 247 с.

ISBN 5-7623-0772-7

Приводятся результаты исследований офиолитов во внутриконтинентальных складчатых системах (Алтае-Саянская область, Урал, Тянь-Шань, Монголия) и в зоне перехода океан-континент (Чукотка, Камчатка, Курильские о-ва). Широко привлечены для сравнительного анализа оригинальные материалы по офиолитам Троодоса (Кипр), Срединно-Атлантического хребта, Красного моря и Тихого океана. С помощью методов термобарогеохимии получены новые данные об условиях петрогенезиса офиолитов. Установлены параметры пластических деформаций тектонизированных гипербазитов. Впервые по результатам изучения включений минералообразующих сред доказана кристаллизация ультрамафитов расслоенных комплексов из магматических расплавов. Устанавливается взаимосвязь пород в офиолитах, сформировавшихся в процессах с закономерной эволюцией температур и составов летучих компонентов. Показана активная и определяющая роль летучих компонентов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$  и др.) при образовании хромитовых руд и жил хризотил-асбеста.

Для геологов, геохимиков и специалистов в области генетической петрологии и минералогии.

In this monograph the results of investigations of ophiolites located in intracontinental folded systems (Siberia, Ural, Tien Shan, Mongolia) and in the ocean-continent transitional zones (Chukotka, Kamchatka, Kurill Islands) are presented in comparison with original information about the ophiolites from Cyprus, Syria, Mid-Atlantic Ridge, Red Sea and Pacific Ocean. New data on petrogenesis conditions of ophiolites are obtained with the help of thermobarogeochemical investigations of inclusions of mineral formation medium in ophiolite minerals. Conditions of plastic deformations in tectonized ultrabasic rocks from the ophiolite basement are established. For the first time, as a result of studies of inclusions of mineral formation medium, the ultramafic rocks crystallization from magmatic melts is proved and physico-chemical conditions of formation processes of gabbro, rocks from the dyke complexes and nongranite pegmatites are estimated. The regular evolution of the crystallization temperatures and the compositions of the fluid components alongside cross-section of ophiolites is revealed. The active and decisive role of the volatile components ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ) during the formation of chromite ore and chrysotile-asbestos veins is displayed.

This book is recommended to the attention of all specialists in geology, geochemistry and genetic petrology.

#### РЕЦЕНЗЕНТЫ

д-р геол.-мин. наук К.Б.Кеpezинскas (ОИГГМ СО РАН),  
канд.геол.-мин. наук А.В.Соболев (ГЕОХИ РАН)

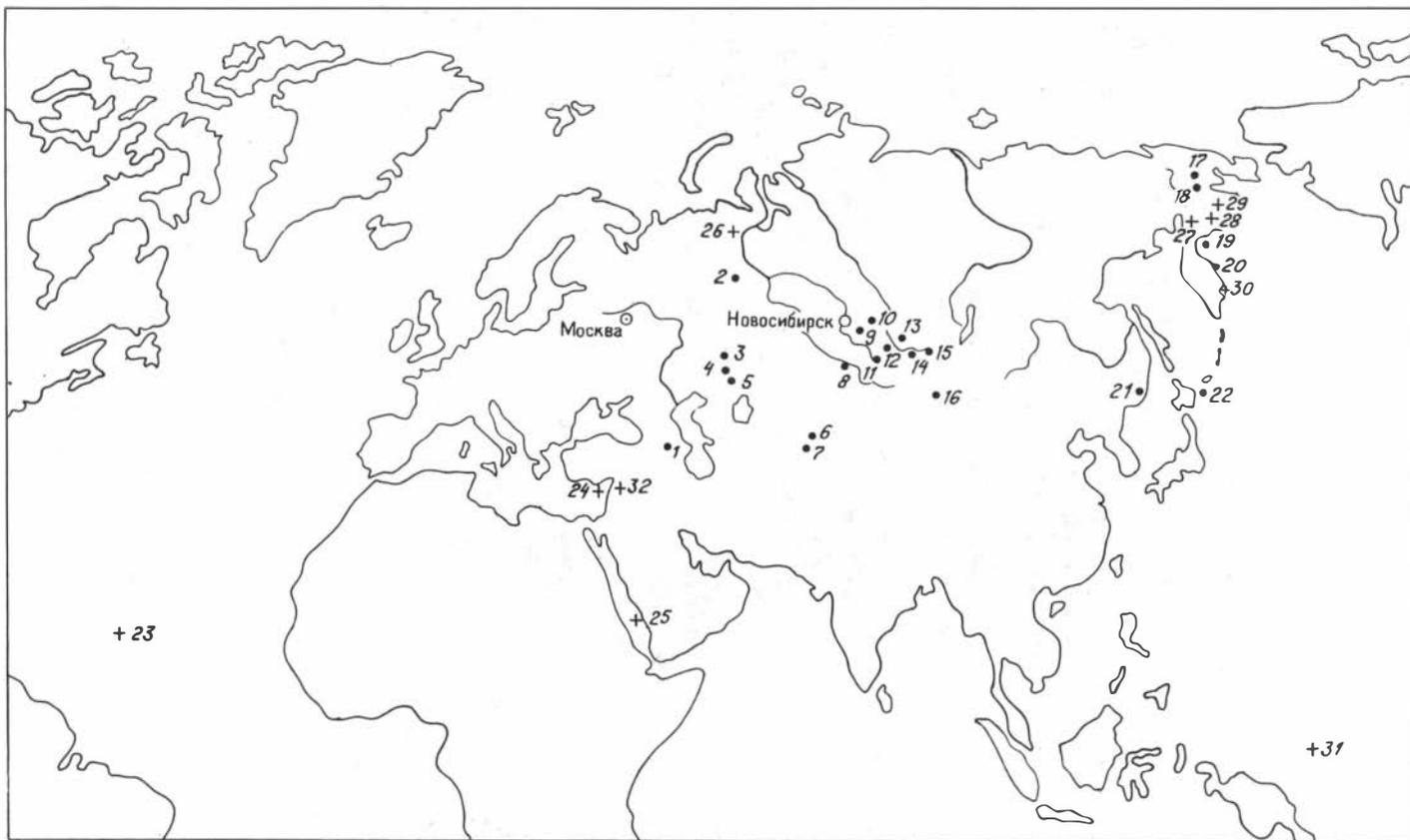
## ВВЕДЕНИЕ

Исследование офиолитовых ассоциаций приобрело в последнее время особое значение и широкие масштабы главным образом в связи с развитием новых тектонических концепций. Активную дискуссию о генезисе офиолитов обусловило установление сходства их строения и состава с разрезами океанической коры. В этом аспекте офиолиты являются важным репером глобальных геологических процессов прошлого.

С другой стороны, необходимость всесторонних исследований офиолитов диктуется тем, что с ними связаны месторождения важнейших полезных ископаемых - хромитов, асбеста, платины и др.

Большое значение результаты исследования офиолитовых ассоциаций имеют при анализе все возрастающего потока информации о современной коре океанов. Сходство офиолитов с базит-гипербазитовыми комплексами океанов помогает расшифровать внутреннее строение океанической коры и ее потенциальные возможности в отношении полезных ископаемых. Офиолиты, являясь реликтами океанической коры прошлого, - ключ к решению задач, связанных с современной корой океанов. Теме "Офиолиты и океаническая литосфера" посвящаются международные конференции /Ophiolites and Oceanic Lithosphere, 1984/ и специальные издания /Ophioliti, 1984/, большинство участников и авторов которых показывают, что значительная часть данных об океанической литосфере является, в основном, результатом изучения офиолитовых ассоциаций.

Проблемы петрогенезиса офиолитов привлекают внимание многочисленных исследователей, но несмотря на большой объем проведенных работ, многие генетические вопросы остаются спорными. Существуют разнообразные, часто альтернативные точки зрения на происхождение отдельных офиолитовых пород. В частности, гипербазиты (альпинотипные) из офиолитов одни исследователи считают магматическими по происхождению /Зимин, 1973а; Сутурин, 1978; Маракушев, 1979, 1987; Шихайлибейли и др., 1987; Hirano Hideo, 1977; Hall, 1980 и др./, другие - метасоматическими /Морковкина, 1974; Москалева, 1974/, третьи - предполагают первоначальное существование гипербазитового расплава, застывающего на глубине и проникающего в верхние горизонты в виде протрузий /Пинус и др., 1984; Леснов, 1986, 1988 и др./, в четвертом случае образование гипербазитов объясняется дегидратацией серпентинитов /Велинский, 1987/, но большая часть исследователей /Колман, 1979; Добрецов, 1980; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Nicolas et al., 1980; Berry, 1981; Boudier, 1982; Reuber, 1988; и многие др./ отстаивают реститивную природу гипербазитов, возникших в результате частичного плавления мантии и внедрившихся в земную кору путем твердопластического течения кристаллического вещества. Большие разногласия возникают также при обсуждении генезиса расслоенного базит-



Р и с. 1. Расположение исследованных офиолитовых ассоциаций.

Точки - офиолитовые ассоциации, посещенные автором во время полевых работ; крестики - офиолиты, каменный материал которых был предоставлен автору другими исследователями. **Офиолиты:** 1 - Малоге Кавказа (Севано-Акеринская зона); 2 - Северного Урала (Кытлымский массив и др.); 3 - Хабаровинского массива (Южный Урал); 4 - Кемпирсайского массива (Южный Урал); 5 - Мугоджар (Южный Урал); 6 - Северо-

Восточной Ферганы (Тянь-Шань); 7 - Алайского хребта (Южный Тянь-Шань); 8 - Чарской зоны (Восточный Казахстан); 9 - Салаирского кряжа; 10 - Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау); 11 - Чаган-Узунского массива (Горный Алтай); 12 - Западной Тувы; 13 - Западного Саяна; 14 - Южной и 15 - Восточной Тувы; 16 - хр.Хан-Тайширин (Монголия); 17 - хр.Пекульней (Чукотка); 18 - Усть-Бельского массива (Чукотка); 19 - о-ва Карагинский (Восточная Камчатка); 20 - п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка); 21 - Приморского края (Бреевский массив и др.); 22 - о-ва Шикотан (Курильские о-ва); 23 - разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет) - образцы С.Г.Сколотнева, С.А.Щербакова, А.С.Соболева; 24 - массива Троодос (Кипр) - образцы А.В.Соболева; 25 - Красного моря - образцы А.И.Альмухамедова, Г.Л.Кашинцева; 26 - Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) - образцы А.И.Гончаренко; 27 - Куюльского массива (Северо-Восточная Камчатка) - образцы Ф.П.Леснова; 28 - ватынские офиолиты (Корякия) - образцы А.Г.Грановского; 29 - массива горы Красной (Корякия) - образцы Г.Г.Дмитренко; 30 - п-ова Кроноцкий (Восточная Камчатка) - образцы А.В.Колоскова; 31 - хр.Муссау (Тихий океан) - образцы В.Ю.Колобова; 32 - Сирии - образцы К.Б.Кепежинскаса.

ультрабазитового комплекса. Нет окончательного решения по поводу условий формирования габброидов, негранитных пегматитов, хромитов и других образований, входящих в состав офиолитовых ассоциаций.

Спорные вопросы петрогенезиса офиолитов не всегда могут быть выяснены с помощью традиционных геолого-геохимических методов. Большую помощь в этом могут оказать экспериментальные методы термобарогеохимии по изучению включений минералообразующих сред в минералах. Наиболее перспективным представляется комплексный подход к проблемам петрогенезиса офиолитов - на основе геолого-петрографических и геохимических исследований с широким применением методов термобарогеохимии.

Работа основана на оригинальном фактическом материале, собранном автором за период с 1973 по 1991 гг.(рис.1), в течение которого проведены полевые исследования на 35 массивах офиолитовых ассоциаций Малого Кавказа, Северного и Южного Урала, Тянь-Шаня, Горного Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Западной, Восточной и Южной Тувы, Чукотки, Камчатки, Курильских островов, Приморья и Монголии.

Каменный материал по офиолитам Красного моря, Атлантики, Тихого океана, Троодоса (Кипр) и Сирии был представлен для исследований А.И.Альмухамедовым, Г.Л.Кашинцевым, А.В.Соболевым, С.А.Щербаковым, С.Г.Сколотневым, В.Ю.Колобовым, К.Б.Кепежинским. Образцы пород из офиолитов Куюльского массива (Корякия), Кроноцкого п-ова (Восточная Камчатка), Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) переданы автору Ф.П.Лесновым, А.Г.Грановским, А.В.Колосковым и А.И.Гончаренко. Исследовались также образцы хромитов из коллекций И.С.Чашухина и Г.Г.Дмитренко. Образцы платиноидов для изучения методами термобарогеохимии предоставил М.Ю.Цыпуков. Всем им автор выражает глубокую благодарность.

Условия петрогенезиса офиолитов детально исследовались на эталонных объектах, в качестве которых были выбраны наиболее известные, имеющие достаточно полные наборы пород, офиолитовые

ассоциации во внутриконтинентальных складчатых областях (Алтае-Саянская область, Монголия, Урал, Тянь-Шань) и офиолиты в зоне перехода океан-континент (Чукотка, Камчатка, Курильские острова). В основу исследований положены геологические материалы, полученные автором во время полевых работ. Данные по петрохимии и геохимии редких элементов использовались главным образом как связующее звено между материалами по геологии и результатами изучения офиолитов методами термобарогеохимии.

Результаты исследований (в основном методами петро-, геохимии и термобарогеохимии) офиолитов Малого Кавказа, Кипра, Сирии, Тихого океана, Срединно-Атлантического хребта, рифта Красного моря и других привлечены в качестве сравнительного материала.

В ходе работы над монографией отдельные аспекты, связанные с проблемами офиолитов, рассматривались при участии академиков Н.Л.Добрецова и Н.В.Соболева. Некоторые вопросы петрогенезиса офиолитов были обсуждены с А.И.Альмухамедовым, Ш.И.Аллахвердиевым, А.И.Гончаренко, А.Э.Изохом, Б.Г.Лутцем, П.П.Кузнецовым, С.А.Куренковым, Ф.П.Лесновым, А.В.Миколайчуком, А.С.Перфильевым, А.В.Соболевым, И.С.Чашухиным, А.И.Чернышовым. Всем им автор глубоко признателен за критические замечания и советы. Особую признательность хотелось бы выразить сотрудникам лаборатории термобарогеохимии ОИГГМ СО РАН: профессору Ю.А.Долгову, заведующему лабораторией А.А.Томиленко, Н.Ю.Осоргину, С.В.Ковязину, Л.А.Шохоновой, Л.Н.Фоминой, Л.А.Егоровой за содействие при подготовке монографии. Автор благодарит В.И.Симонову, В.А.Акимцева, В.А.Яковлева, А.С.Шорина за помощь при проведении аналитических и оформительских работ.

## Глава 1. ОФИОЛИТЫ - ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Основные проблемы офиолитов рассматривались ранее /Пейве, 1969; Книппер, 1975; Пейве и др., 1977; Колман, 1979; Добрецов, 1980; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Кузнецов, Симонов, 1988; Steinmann, 1927; Wyllie, 1967; Miyashiro, 1975; Ophiolites, 1980/. При этом большинство исследователей подчеркивали: главная причина пристального внимания к офиолитовым ассоциациям - это геологические работы в океанах, убедительно показавшие, что офиолиты во внутриконтинентальных складчатых областях представляют собой литосферу океанических структур геологического прошлого. Именно эти факты повлияли на то, что проблема офиолитов заняла в настоящее время одно из ведущих мест в геологии. В связи с этим в последние годы появилось значительное количество новых данных, что делает необходимым проведение обзора публикаций по офиолитам, главным образом в свете вопросов, связанных с проблемами петрогенезиса офиолитовых ассоциаций.

### Термин "офиолиты"

Рассматривая офиолиты и исследуя их разнообразными методами, геологи приходят к неоднозначным генетическим выводам. Противоречия в оценке природы офиолитов разными исследователями заложены, в большей степени, в изначальном подходе к изучаемому предмету. Исходной точкой всех исследований должно быть определение термина "офиолиты". Не установив, что понимается под "офиолитами" и не уточнив границы этого термина, вряд ли возможно объективно судить о генезисе офиолитовых ассоциаций.

Впервые термин "офиолиты" введен А.Броньяром /Brongniart, 1821/ для обозначения ассоциации, состоящей из ультрабазитов, габбро, диабазов - спилитов и кремнистых пород. Он описал большинство ее главных структурных и тектонических свойств /Amstutz, 1980/. Спустя почти сто лет к этому вопросу вернулся Г.Штейнманн /Steinmann, 1905, 1927/. В отличие от А.Броньяра, включавшего в определение четыре главных породных комплекса, Г.Штейнманн исключал из него кремнистые породы, поскольку считал их более древними и интрузивно прорванными офиолитами.

В наиболее общих чертах большинство исследователей офиолитовых ассоциаций использует определение, принятое на Пенроузской конференции, возможно с некоторыми частными поправками /Колман, 1979/. В то же время в состав офиолитов часто включаются самые разнообразные породы, в результате чего термин теряет четкие границы и становится фактически "термином свободного пользования" /Семенов, 1982/. Чтобы уточнить границы понятия "офиолиты", необходимо рассмотреть основные положения, которые должны быть отражены в определении этого термина: состав, парагенез и структура офиолитов.

**В е щ е с т в е н н ы й с о с т а в.** В самых общих чертах в состав офиолитов входят: метаморфические гипербазиты с тектонитовыми структурами /по Р.Г.Колману, 1979/, ультрамафиты переходного расслоенного комплекса, габброиды, дайковый комплекс, эффузивы.

Метаморфические (тектонизированные) гипербазиты по характеру составляющих их пород разделяются на комплексы: а) жильно-дунит-гарцбургитовый, б) гарцбургитовый, в) лерцолитовый /Добрецов, Зоненшайн, 1985/, определяющими признаками которых являются пластические деформации слагающих их минералов /Гончаренко, 1976, 1977, 1989; Колман, 1979; Меляховецкий, 1982; Щербаков, 1981; Денисова, 1987; Савельева, 1987; Raleigh, 1968; и др./.

Ультрамафитовый переходный комплекс по особенностям составляющих его пород можно разделить на три группы: а) дунит-верлитовая с кумулятивными дунитами и хромитами; б) верлит-троктолитовая кумулятивная; в) верлит-пироксени-товая реакционная /Добрецов, Зоненшайн, 1985/.

В габброидном комплексе выделяются "нижнее" габбро с расслоенными структурами и "верхнее" массивное /Петрология..., 1977; Магматические... породы, 1985; Pallister, Gregoгу, 1983 и др./."Нижнее" габбро имеет тесные связи и постепенные переходы с ультрамафитами расслоенного комплекса, "верхнее" ассоциирует, с одной стороны, с диоритами и т.п., с другой - имеет непосредственные связи с корневыми частями дайковых комплексов.

Дайковый комплекс считался редким явлением в офиолитах /Тайер, 1977/, но работы последнего времени /Диденко и др., 1984; Куренков, Перфильев, 1984; Перфильев и др., 1985; и др./ показали, что параллельные долеритовые дайки присутствуют в подавляющем большинстве офиолитовых разрезов мира (о-в Ньюфаундленд, о-в Маккуори, офиолиты Кипра, Турции, Монголии, Омана, Норвегии, Калифорнии). На территории СНГ комплексы типа "дайка в дайке" изучены на Чукотке, Камчатке, п-ове Тайгонос, о-ве Шикотан, Урале, в Мугоджарах, на Южном Тянь-Шане и Кавказе. В составе дайкового комплекса необходимо различать серию параллельных даек, не имеющих непосредственных контактов, и собственно комплекс типа "дайка в дайке" Дайковые комплексы могут играть существенную роль в офиолитовых ассоциациях. Так, в офиолитах Троодоса (Кипр) дайки прослеживаются в обнажениях на десятки километров, формируя слой, вертикальная мощность которого 1,5-2 км /Магматические... породы, 1985/.

Эффузивы представлены главным образом лавами (пиллоу-лавами) основного состава. В значительной мере присутствуют также различные лавобрекчии и пирокластиты со следами подводных извержений. По составу вулканиты изменяются от базальтов до андезито-базальтов, иногда андезитов.

Осадочные породы отмечаются в офиолитах достаточно широко. Обычно они включают в себя кремнистые породы (сургучные яшмы и т.д.) с прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков в верхних частях разреза. Встречаются также мощные терригенные комплексы, сложенные алевропелитами, песчаниками, конгломератами.

Особое положение в составе офиолитовой ассоциации занимают полезные ископаемые, главным образом это хромит и асбест, сульфидные залежи, реже - поделочные и полудрагоценные камни (нефрит, жадеит и т.д.).

Довольно широко распространены в офиолитовых ассоциациях пегматиты различного состава (дунит-, пироксенит-, габбро-пегматиты), связанные с соответствующими типами пород /Симонов, 1981/.

Наряду с породами основного состава в офиолитах встречаются серии

ультраосновных (пикритовые) /Колман, 1979; Белый, Гельман, 1980; Михайлов, Баранов, 1981; Зимин и др., 1983; Кашинцев, Зайков, 1987; и др/. Пикриты отмечены в офиолитах Троодоса (Кипр), Мугуджар, Южного Тянь-Шаня, Камчатки. Среди ультраосновных пород пикритовой серии можно выделить интрузивные образования, дайковый комплекс и эффузивы.

По мнению ряда исследователей /Гаврилов, Соловьева, 1978; Белый, Гельман, 1980; Михайлов, Баранов, 1981; Зимин и др., 1983; Соболев и др., 1986; Paraskevopoulos, Esonomou, 1986/, в офиолитах широко распространены коматиты ультраосновного и основного составов.

В составе офиолитов кроме основных и ультраосновных пород присутствуют образования и кислого состава /Тайер, 1977; Колман, 1979/, причем, как и в случае с дайковым комплексом, в последние годы установлено, что более широко распространены в офиолитах плагиограниты, тоналиты и т.п. /Calanchi et al., 1983; Rassios et al., 1983; Nassief et al., 1984; Hatzipanagiotou, 1986; Wildberg, 1987/. В серии кислых пород можно выделить интрузивы, дайки и редко эффузивы.

В офиолитовых ассоциациях описываются своеобразные породы - бониниты и марианиты /Sharaskin et al., 1980/. Бониниты характерны для офиолитов системы островная дуга - желоб /Геология..., 1980; Высоцкий и др., 1983; Петрология..., 1987; Высоцкий, 1989; Bloomer, 1983; и др/. Сейчас они найдены и в офиолитах континентальных складчатых областей: Восточный Саян /Добрецов и др., 1986/, Монголия /Кепежинскас и др., 1987/, Урало-Монгольский пояс /Dobretsov, Sonenshaine, 1986/, Малый Кавказ /Закариадзе и др., 1987/.

Все породы офиолитов, особенно древних, в различной степени изменены. Наряду с довольно свежими разностями в них присутствуют и метаморфизованные породы /Добрецов, 1974; Петрология..., 1977; Колман, 1979; Соболев, Панеях, 1983; Кепежинскас, Кепежинскас, 1986; Кепежинскас и др., 1987; Плюснина, Головин, 1988; Woodcock, Robertson, 1977; Manning, Coleman, 1984; и др./, а также и высокобарические метаморфические ассоциации (эклогиты) /Добрецов, 1980; Казак, 1987; Pognante, 1983; Dobretsov, Sobolev, 1984; Barnicoat, 1988; и др./.

Из приведенного выше обзора следует, что в составе офиолитов могут присутствовать весьма разнообразные породы, которые можно разбить в принципе на две основные группы (без учета осадочных образований), резко отличающиеся друг от друга - метаморфические гипербазиты с тектонитовыми структурами и различные магматиты. Для магматических пород можно выделить три главные серии: породы основного (габбро-долериты-базальты), кислого (плагиограниты, тоналиты и т.п.) и ультраосновного (пикриты) составов. В каждой из них устанавливается закономерная ассоциация интрузивных, субвулканических (дайковых и т.п.) и эффузивных пород. Подобные ассоциации разноглубинных магматических образований, возникшие при кристаллизации однотипных расплавов, Е.В.Шарков и О.В.Богатиков предложили называть **магматической фациальной серией** /Шарков, 1986/. Таким образом, офиолиты состоят из метаморфических тектонизированных гипербазитов и магматических фациальных серий пород преимущественно основного состава (кислые и ультраосновные фациальные серии встречаются значительно реже).

П а р а г е н е т и ч е с к о е е д и н с т в о выражается закономерно повторяемым пространственным сонахождением в офиолитах определенных типов

горных пород /Колман, 1979; Добрецов, 1980; Steinmann, 1905; и др./. Во многих случаях (Урал, Средняя Азия, Алтае-Саянская складчатая область, Кипр, Оман, Новая Гвинея и др.) постоянно встречается довольно хорошо выраженный набор пород (гипербазиты-габбро-дайки-вулканиты), составляющий офиолитовые ассоциации. Такое постоянство состава, не зависящее от географических зон и окружающих тектонических комплексов, характеризует офиолиты как геологические тела, сформировавшиеся в каких-то сходных условиях. По набору пород можно судить о том, что существовал единый последовательный процесс - от образования глубинных магматических пород через внутрикоровые до практически приповерхностных.

**Структура офиолитов.** Исследованиями офиолитов, проведенными в различных районах Мира, выявлены черты их субслоистого строения. Хорошо иллюстрируют это офиолиты Семайл /Колман, 1979/ и довольно сходные с ними по пространственному расположению офиолиты Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау). Такое же строение разреза офиолитов фиксируется в Западном Саяне, на Полярном Урале /Петрология..., 1977; Кузнецов, 1980/ и во многих других случаях /Колман, 1979; Добрецов, 1983; Книппер, Савельева, 1987; Thayer, 1969/.

Последовательность слоев (снизу вверх) гипербазиты-габбро-вулканиты установлена на основе устойчивой ее повторяемости во многих офиолитовых ассоциациях. Закономерность проявляется в том, что глубинные, фактически мантийные, породы последовательно сменяются коровыми, а затем приповерхностными образованиями. Поэтому в относительно ненарушенном залегании наблюдается субгоризонтальное внутреннее соотношение между компонентами офиолитов.

Предполагается, что при полном наборе пород (от мантийных перидотитов до осадков), обладая субслоистым, субгоризонтальным залеганием, офиолиты в своем первичном ненарушенном положении должны представлять полный разрез земной коры, которая сходна с корой океанического типа /Пейве, 1969; Книппер, Савельева, 1987; и др./.

Учитывая особенности состава и структуры тел, описываемых под термином "офиолиты", в данной работе используется следующее определение:

**Офиолиты** - парагенетическая ассоциация последовательного набора пород (гипербазиты - габбро - дайки и эффузивы преимущественно основного состава, в меньшей степени осадки, плагиограниты и т.д.), представляющая собой в ненарушенном состоянии полный разрез земной коры океанического типа.

Можно дать определение несколько иначе, в более краткой форме:

**Офиолиты** - парагенетическая ассоциация тектонизированных гипербазитов и фациальных серий магматических пород преимущественно основного состава.

### Области развития офиолитов

Офиолиты распространены в океанических областях, широко развиты в зонах перехода океан-континент и в форме линейных поясов прослеживаются в складчатых областях континентов.

**Офиолиты в океанах.** Исследованиями последних лет установлены в океанах

комплексы пород, соответствующие по своему набору (гипербазиты - габбро долериты, базальты) офиолитам на континентах. обстоятельный обзор литературного материала по габбро-гипербазитовым комплексам Атлантического, Индийского и Тихого океанов приведен Г.Н.Савельевой /1987/.

Представительные данные получены при драгировании участка пересечения Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта разломом Оуэн. Здесь устанавливаются мощные разрезы гипербазитов и габброидов, сменяющихся вверх по склону базальтами /Унксов, 1981; Bonatti, 1978/. На юго-западе Индийского хребта впервые удалось получить с помощью бурения материал, относящийся к 3-му слою океанической коры; пройдено более 400 м через различные габброиды и троктолиты. В районах Срединно-Атлантического хребта по данным драгирования оказалось возможным построить схематические разрезы океанической коры, вскрытой в рифтовых долинах /Бонатти и др., 1973; Строение..., 1989/. В Тихом океане (впадина Хесса, разломы Клариион и Гаррет) /Кашинцев и др., 1980; Лазько, 1985; Hebert et al., 1983/ изучены комплексы пород, состоящие из гипербазитов, габбро и базальтов.

Имеющийся уже в достаточном количестве материал позволяет считать общепризнанным парагенетическое единство гипербазитов, габбро и базальтовых толщ океанов, хотя эти породы могут быть в различных соотношениях, и не сводиться только к стратиграфической последовательности гипербазиты - габбро - дайки диабазов - базальты /Аументо и др., 1973; Бонатти и др., 1973; Мелсон, Томпсон, 1973; Добрецов, 1980; Bonatti, 1978; и др./.

**Офиолиты в переходных зонах океан-континент.** Интерес к переходным зонам, как областям развития офиолитов, подчеркивают многие исследователи /Добрецов, 1980; Унксов, 1981; Dalziel et al., 1974; Dewey, 1974,1976; Pearce, 1975; Smewing et al., 1975; Saunders et al., 1979; и др./.

Можно выделить три типа переходных зон океан-континент: атлантический (пассивный), тихоокеанский (активный), тип зон перехода по рифтовым системам (межконтинентальные рифты и т.п.).

Переходные зоны атлантического типа асейсмичны и лишены современного вулканизма /Barasangi, Dogman, 1969/. В этих зонах располагаются офиолиты, приуроченные к побережью Атлантического океана. Наиболее известны офиолиты Бей-оф-Айлендс (Ньюфаундленд) /Malpas, 1977; и др./.

Большинство работ посвящено доказательству аллохтонного залегания этого офиолитового комплекса /Stevens, 1970; Williams, 1971,1973; и др./.

Комплекс автохтона представлен докембрийскими кристаллическими породами провинции Гренвилл, которые рассматриваются как древняя континентальная окраина восточной части Северной Америки, перекрытая терригенно-карбонатными отложениями кембрия-ордовика. На них залегает аллохтон, сложенный в нижней части обломочными толщами этого же возраста, отлагавшимися в трюге, расположенном восточнее континентальной окраины. Офиолитовый комплекс Бей-оф-Айлендс представляет собой самую верхнюю пластину аллохтона и местами подстилается меланжем, метаморфитами основного состава и эффузивными породами. "Аллохтонная природа офиолитов Бей-оф-Айлендс бесспорна: на это указывает, в частности, полное отсутствие питающих даек и неков как в аллохтонных, так и в автохтонных образованиях" /Колман, 1979, с.193/.

В переходных зонах тихоокеанского типа офиолиты развиты

широко / Высоцкий, 1989/. Здесь располагаются такие тектонотипы офиолитов, как Папуа-Новая Гвинея /Колман, 1979; Davies, 1968;1971; Davies, Jagues, 1987/ и Новая Каледония /Avias, 1977; Brookfield, 1977/.

Состав офиолитов Папуа-Новая Гвинея следующий: в основании разреза залегают тектонизированные гарцбургиты с подчиненным количеством дунитов (мощностью 2-6 км). Характерной их чертой является выдержанность состава оливина и ортопироксена на больших площадях. Р.Г.Колман считает эту особенность решающим аргументом в пользу того, что они представляют собой тугоплавкий остаток от процесса частичного плавления в мантии. Выше залегают кумулятивные перидотиты мощностью 100-500 м. Они более мелкозернистые, чем тектонизированные гипербазиты. Оливин и ортопироксен в них обнаруживают тенденцию к сильному обогащению железом. Далее наблюдаются габбро, которые подразделяются на три типа /Davies, 1971/: 1) кумулятивные габбро, постепенно переходящие в подстилающие кумулятивные перидотиты (мощность примерно 3 км); 2) габбро, представляющие собой преимущественно гомогенную породу, включающую в подчиненном количестве кумулятивные, шпировые габбро и габбро-пегматиты (мощностью около 3 км); 3) малоглубинные массивные габбро (мощностью примерно 1 км). Разрез офиолитов завершается эффузивами мощностью 4-6 км, представленными массивными базальтами, базальтовыми подушечными лавами и пирокластами дацитового состава. В некоторых участках с эффузивами переслаиваются тонкозернистые карбонатные осадки. Рои даек между базальтами и габбро отсутствуют /Колман, 1979/. Строение офиолитов Папуа большинством исследователей рассматривается как классический пример аллохтонного залегания расслоенного ультрабазит-базитового комплекса на измененных в условиях зеленосланцевой фации мезозойских породах основного состава /Колман, 1979/.

В сложной структуре переходной зоны океан-континент в Тихом океане офиолиты в последнее время устанавливаются в окраинных морях, островных дугах и желобах /Высоцкий, 1989; Falloon et al., 1987; и многие др./.

В глубоководных котловинах Филиппинского моря и других окраинных бассейнов найдены габбро-гипербазитовые комплексы в ассоциации с толеитовыми базальтами - офиолиты /Богданов, 1987 а,б; Лазько, Гладков, 1987; Петрология..., 1987; Тарарин и др., 1988/.

Офиолиты рассматриваются в качестве фундамента островных дуг Тонга-Кермадек, Идзу-Бонинская, Марианская и др. /Марков, 1970,1975; Петрология..., 1987; Ewart, Вгуап, 1972/. Для внешних островных дуг, судя по их структурно-вещественному составу, вполне достоверным является сопоставление с офиолитами /Вергунов, Прялухина, 1974; Меланхолина, 1978; Бевзенко, 1979; Кузнецов, Симонов, 1983,1988/. В таких случаях, когда острова внешних островных дуг практически полностью сложены офиолитами, они, по мнению ряда исследователей, представляют собой просто выведенные на поверхность океана приподнятые внешние края крупных уступов (террас) на приостровном склоне желобов /Зоненшайн, Савостин, 1979; Белоусов, 1982/.

В глубоководных желобах - Курильском и Марианском /Тектоника..., 1980/- предполагается возможность залегания в автохтонном положении меланократового фундамента, сложенного в основном дунит-гарцбургитами, пироксенитами и оливи-

новыми габбро. В последние годы проведены довольно детальные исследования офиолитов в желобах Идзу-Бонинском /Тарарин и др., 1987/, Тонга /Злобин, Закариадзе, 1985; Шараськин и др., 1986/, Марианском /Bloomer, 1983; Bloomer, Hawkins, 1983/.

Таким образом, в переходных зонах тихоокеанского типа широко представлены офиолиты: автохтонные - в глубоководных желобах и в основании (фундаменте) островных дуг и аллохтонные - на островах.

Современные межконтинентальные рифты являются актуалистическим примером образования офиолитов (океанической коры). Хорошо изучена рифтовая система Восточной Африки - Красноморского региона /Разваляев, Поникаров, 1980; Альмухамедов и др., 1985; Геология..., 1987; Казьмин, 1987 и др./.

Образование рифтовых впадин с корой океанического типа здесь связано с внедрением базальтовой магмы. Расплавы, как показали подводные наблюдения в осевой зоне Красноморского рифта /Альмухамедов и др., 1985/, заполняют прямолинейные трещины (формируют дайки) и, изливаясь по склонам, образуют потоки пиллоу-лав, т.е. образуются фактически верхние горизонты офиолитов. Более глубинные составляющие офиолитов (гипербазиты, пироксениты, габбро) исследовались в виде ксенолитов (включений) в базальтах /Альмухамедов и др., 1985/, а также в виде отдельных массивов (комплекс Тихама-Азир) вдоль побережья Красного моря /Колман и др., 1979; Coleman et al., 1975; Mc Guire, Coleman, 1986/.

**Офиолиты на континентах.** В связи с большей доступностью, чем в океанах и в областях перехода океан-континент, офиолиты во внутриконтинентальных складчатых системах изучены в наибольшей степени. Хорошей информативной сводкой по зарубежным офиолитам является монография Р.Г.Колмана /1979/ "Офиолиты". Интенсивно изучаются офиолиты на территории СНГ: на Урале /Пейве и др., 1971; Перфильев, Руженцев, 1973; Петрология..., 1977; Савельев, Савельева, 1977; Ефимов, 1984; История..., 1984; Савельева, 1987; и др./, на Кавказе /Книппер, 1975; Соколов, 1977; Сатиан, 1979; Злобин, Закариадзе, 1985; Закариадзе и др., 1986; и др./, в Средней Азии /Макарычев, 1978, 1979; Куренков, 1983; Миколайчук, 1986; и др./, в Алтае-Саянской области /Пинус, Колесник, 1966; Петрология..., 1977; Кузнецов, Симонов, 1978, 1988; Кузнецов, 1980; Офиолитовая ассоциация..., 1982; Добрецов и др., 1985; и др./, в Обь-Зайсанской складчатой области /Офиолиты..., 1981; Беляев, 1985; и др./, на Северо-Востоке России /Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Велинский, 1979; Тектоника..., 1980; Очерки..., 1982; и др./, на Дальнем Востоке /Зимин, 1973а; Разницин, 1982; и др./ и в других районах. В последние годы детально исследуются офиолиты Монголии /Пинус и др., 1984; Зоненшайн и др., 1985; Кепежинскас и др., 1987/ и Китая /Добрецов, 1990/.

Большое количество публикаций посвящено доказательству аллохтонного залегания офиолитов в современной внутриконтинентальной обстановке в виде шарьяжных пластин-покровов, деформированных более поздними складчатыми дислокациями /например, Савельев, Самыгин, 1979; и многие др./.

Менее обширна группа работ, в которых доказывается автохтонное интрузивное внедрение пород офиолитового комплекса /Леснов, 1981; Сутурин, 1978; и др./ либо весьма ограниченный масштаб горизонтального перемещения офиолитов за счет тектонических движений с места их первоначального формирования /Кузнецов, 1980; Пинус и др., 1981б, 1984; и др./.

Офиолиты, обладающие ненарушенным залеганием, в континентальной обстановке встречаются редко. Возможно, примером таких офиолитов можно считать "океаническую кору" в Мугоджарах (Южный Урал) /Зоненшайн и др., 1981а; История..., 1984/, в составе которой наблюдаются пиллоу-лавы, дайковый комплекс, габброиды и небольшие тела гипербазитов. Надо подчеркнуть, что соотношения между комплексами пород в этом разрезе стратиформные, без крупных тектонических срывов.

В общем устанавливается, что офиолиты континентов в подавляющем большинстве находятся в аллохтонном залегании. "Независимо от представлений о месте формирования офиолитов бесспорно, что эти ассоциации являются составной частью разновозрастных складчатых поясов и сформировались в обстановке растяжений, т.е. на раннем этапе эволюции этих структур" /Магматические... породы, 1987, с.89/.

### **Модели формирования офиолитов**

Сопоставление офиолитов разного возраста обнаруживает принципиальное сходство состава и строения этих ассоциаций (ультрабазиты, габбро, дайки долеритов, лавы базальтов), что указывает на устойчивый характер геодинамических обстановок и магматических процессов формирования офиолитов.

Условия образования горных пород, составляющих офиолиты, колеблются по давлениям от 10 кбар и более до нескольких атмосфер, по температурам - от 1450 °С до нескольких градусов, а по фациальной обстановке - от подкоровой осадочной морской и даже субэвальной, т.е. процесс формирования ассоциации последовательно происходит на разных гипсометрических уровнях и носит явно выраженный сквозькоровый характер.

Ставшее практически общепринятым представление В.Бенсона /Benson, 1926/ и Г.Хесса /Хесс, 1957; Hess, 1955, 1964/ о мантийном генезисе ультрабазитовой (дунит-гарцбургитовой) части офиолитового комплекса /Добрецов, 1980; Рингвуд, 1981; Пинус, 1983; и др./ позволяет предсказать, что в автохтонном залегании офиолиты должны иметь структурную связь с мантией.

Сложность состава и структуры офиолитов свидетельствует о богатой истории их становления в результате тектонических, петрологических, геохимических, физико-химических и других процессов, составляющих общую картину их генезиса, который в большой степени зависит от структурно-вещественных характеристик места зарождения и формирования. Несомненно, что образование офиолитов, находящихся в настоящее время в океанах, в переходных зонах и на континентах, должно иметь свои особенности.

**Генезис офиолитов в океанах** связан с процессами, происходящими под срединно-океаническими хребтами, и рассматривается во многих работах /Колман, 1979; Greenbaum, 1972; и др./. Генетические схемы в основных положениях сходны и соответствуют в целом мантийно-магматической гипотезе /Пейве и др., 1977/. Офиолиты формируются в результате развития под срединно-океаническими хребтами магматических камер с базальтовым расплавом на дунит-гарцбургитовом

основании (мантийном рестите, тектоните). В нижних частях камеры в процессе гравитационного осаждения образуются ультраосновные кумуляты, выше постепенно переходящие в полосчатые габброиды. Далее вверх по разрезу габброиды сменяются дайковым комплексом, который образован расплавами, поступавшими из этой же камеры. Большая часть этих расплавов проникает на поверхность и, изливаясь в подводных условиях, формирует подушечные лавы, которые переслаиваются с пелагическими осадками в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и частично по их бортам.

**Генезис офиолитов в переходных областях (океан-континент)** рассматривается на примере офиолитов в зонах тихоокеанского типа и в межконтинентальных рифтах. В зонах тихоокеанского типа офиолиты в автохтонном залегании могут образовываться в глубоководных желобах, островных дугах и краевых морях /Karig, 1970/.

Появление офиолитов в основании островных дуг объясняется возникновением островов на фундаменте из океанической литосферы в результате вулканической деятельности /Богданов, 1987б; Miyashiro, 1975/. "Покровы, сложенные породами офиолитовой ассоциации, на островах внутренних дуг запада Тихого океана представляют собой кору океанического типа, формировавшуюся в узких рифтах и трогах в эпоху позднемелового спрединга и тектонически перемещенную на острова в период сжатия" /Богданов, 1987б, с.68/. В краевых морях офиолиты могут образовываться либо таким же путем, как в срединно-океанических хребтах, т.е. в спрединговых зонах рифтогенеза, либо в результате утонения и погружения континентальной коры /Хизен, 1975/.

Офиолиты в аллохтонном залегании в переходной зоне тихоокеанского типа, по мнению сторонников тектоники литосферных плит, формируются следующим образом. Океаническая кора, образующаяся в срединно-океанических хребтах, мигрирует к окраинам континентов, постепенно погружаясь (субдуктируя) в мантию. В определенных условиях пластины океанической литосферы могут быть надвинуты на краевые части континентальных плит (обдуктированы) /Coleman, 1971; Gealey, 1980/.

Генезис офиолитов в межконтинентальных рифтах является актуалистическим примером офиолитообразования. В Красном море в настоящее время в результате раздвига литосферных блоков образуется новая "океаническая кора". Однако миоценовые офиолиты, сформировавшиеся на ранних стадиях раздвига континентальных блоков от периферии Красного моря, по своим характеристикам отличаются от офиолитов, разрезы которых реконструируются для срединно-океанических хребтов /Колман и др., 1979; Coleman et al., 1975/. Межконтинентальные рифты, имея непосредственно связь с океаническими /Милановский, 1976/, образуют вместе с некоторыми континентальными рифтами единую рифтовую систему Земли. Поэтому в целом, несмотря на имеющиеся различия, генезис офиолитов в зонах межконтинентальных рифтов должен быть сходным с процессами генезиса офиолитов в рифтах срединно-океанических хребтов и в общих чертах соответствовать мантийно-магматической гипотезе.

**Генезис офиолитов, фиксируемых в континентальной обстановке.** Для объяснения появления офиолитов в континентальных складчатых областях предложен ряд гипотез.

Гипотеза мантийного диапиризма, в соответствии с которой офиолиты образуются в процессе подъема расплавленного мантийного материала при дифференциации магмы в формирующихся камерах /Максвелл, 1973; Maxwell, 1970, 1974/, имеет ярко выраженный фиксистский характер и широкого признания не имеет. Однако отдельные элементы этого механизма присутствуют в моделях практически всех вариаций гипотез формирования офиолитовой ассоциации. В частности, можно отметить подъем расплавленного мантийного вещества до некоторого гипсометрического уровня, аномального по отношению к равновесному состоянию системы мантия - кора в основании рифтовых зон, в "корневых зонах" глубинных разломов и т.д. Описанные примеры высокотемпературных интрузивных перидотитов - Тинаквилло /Mc Kenzie, 1960/, Маунт-Альберт /Smith, Mac Gregor, 1960/, Ронда /Dickey, 1970; Loomis, 1972/, внедренных в верхние горизонты в виде горячих диапиров, и большое сходство с ними по составу и минералогии шпинелевых перидотитов островов Святого Петра и Святого Павла в Центральной Атлантике интерпретируются как высокотемпературные диапировые интрузии мантии /Melson et al., 1967/. А.Рингвуд /1981/ считает, что происхождение этих интрузий связано со специфическими тектоническими условиями, а генетические связи с соседними базальтовыми породами отсутствуют, т.е. отнесение их к ультраосновной части офиолитового комплекса весьма проблематично.

Формирование в "офиолитовую" стадию эвгеосинклинальных режимов /Белюсов, 1976/. Представление основано на том, что габбро-перидотитовая и спилит-диабазовая формация часто сопряжены в пространстве. В некоторых работах /Марков, 1970, 1975; Пейве и др., 1972; Макарычев, 1978/ габбро-гипербазитовые части офиолитов рассматриваются в качестве меланократового фундамента эвгеосинклиналей. В представлении сторонников этих взглядов, эвгеосинклинальные зоны фанерозойских поясов закладываются на коре океанического типа - меланократовом фундаменте /Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972, 1976/. При этом подразумевается, что океаническая кора возникает в результате спрединга океанического дна. Группа исследователей во главе с Г.В.Пинусом /Пинус и др., 1981а,б, 1984/ на фактическом материале, собранном почти из всех офиолитовых поясов северо-восточной части Евразии, показали, что палеотектоническая обстановка формирования офиолитовых ассоциаций соответствовала доинверсионной стадии развития геосинклинали, когда ее ложе было уже в достаточной степени дифференцировано на узкие эвгеосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия. Доминирующую роль при этом они отдают вертикальным движениям по крутопадающим разрывам, а всю сумму структурно-вещественных преобразований коры связывают с рифтогенными процессами /Пинус и др., 1984/, считая, что первопричиной возникновения офиолитовых ассоциаций, независимо от геологической обстановки, является локальный разогрев верхней мантии, частичная дифференциация ее вещества и связанный с этим мантийный диапиризм.

Связь офиолитовых гипербазитов с глубинными разломами отмечается многими исследователями /Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Москалева, Шаталов, 1974; Велинский, Варганова, 1981; Леснов, 1981, 1986, 1988; Пинус и др., 1984; и др./. Согласно этой точке зрения, офиолиты представляют собой

последовательно сформировавшиеся в зонах глубинных разломов магматические субвертикальные тела. Первыми, вначале в виде интрузий и далее как протрузии вдоль зон разломов, проникают гипербазиты, а затем интрузии габброидов с широким развитием метасоматических процессов. Формирование офиолитовой ассоциации объясняется пространственным совмещением различных формаций, подчиненных структурному контролю глубинных разломов.

Генезис офиолитов с рифтовыми зонами в последнее время связывают все больше исследователи /Марков, Некрасов, 1979; Добрецов, 1980; 1981; Варлаков, 1981; Иванов, 1981; Континентальные рифты, 1981; Зимин и др., 1983; Кузнецов, Симонов, 1983, 1988; Гоникберг, 1988; Ishiwatari, 1985; Pognante et al., 1986; Hall, 1987; и др./. Формирование офиолитов в рифтовых зонах возможно по различным схемам. Согласно одним представлениям, при рифтогенезе происходит разогрев континентальной коры, ее утонение и разрыв при растяжении, что приводит к образованию новой коры океанического типа /Милановский, 1981, 1987; Хаин; 1982; Кузнецов, Симонов, 1983, 1988/, фактически соответствующей офиолитовой ассоциации. Масштабы раздвига и развития океанической коры при рифтогенезе могут быть значительными, достигая сотен километров /Зоненшайн и др., 1981б/, приводя к новообразованию океанов /Зоненшайн и др., 1977; Passtrini, 1982/.

По другим схемам представляется более сложная картина офиолитообразования в процессах рифтогенеза, со значительно меньшими параметрами растяжения, раздвига. В результате локального разогрева и частичной дифференциации верхней мантии и вследствие связанного с этим явлением мантийного диапиризма происходит развитие глубинных зон повышенной проницаемости. В сложных и многоактных процессах становления этих относительно узких рифтовых зон и формировались офиолитовые ассоциации /Пинус и др., 1981а; Пинус и др., 1984/.

Обдукцией океанической коры объясняется многими авторами появление офиолитов в окружении пород континентальной коры /Зоненшайн, 1979; Колман, 1979; Gealey, 1980; и многие др./. Все вариации этой модели опираются на постулаты тектоники литосферных плит о связи процессов образования зон Беньофа-Заварицкого с коллизией пассивной континентальной окраины и островной дуги либо двух островных дуг. В результате столкновения меланократовый фундамент оказывается поднятым на земную поверхность и залегающим на пододвинутых под него образованиях континентальной коры. Схематизированный разрез выглядит так /Gealey, 1980/: на пелагических осадках континентальной окраины или на кристаллических сиалических породах через тектонический контакт, отвечающий плоскости палеозоны Беньофа-Заварицкого, залегают осадки "субдукционного комплекса" - соскобленные в процессе движения основания островной дуги вдоль плоскости Беньофа-Заварицкого осадки и, частично, офиолитокласты, интенсивно смятые и обладающие переменной мощностью. Эта толща образует промежуточный тектонический блок, который перекрыт в разрезе уже собственно офиолитовой пластиной. Локализованный в сравнительно узкой зоне метаморфизм голубых или зеленых сланцев (быстро убывающий вниз по разрезу и по мере удаления от контакта обдурченных пластин) показывает, что обдукция происходила на глубинах 20-25 км. В.Гиля /1980/ разделяет этот процесс на два этапа: 1 - поддвижение континентальной литосферы под фундамент островной дуги по зоне Беньофа-

Заварицкого; 2 - заложение системы разломов выше плоскости сейсмофокальной зоны и расчленение разреза на серию чешуй, в которой офиолиты занимают положение выше образований, сформированных в бассейне между островной дугой и континентальной окраиной. Могут встречаться случаи изостатического всплывания тектонических блоков сиалической коры сквозь толщи офиолитовых покровов после прекращения процесса поддвига. В схеме обдукции, приводимой Л.П.Зоненшайном /1979/, возможность пододвигания континентальной коры под океаническую отрицается. Модель коллизии объясняется тем, что плоскость сейсмофокальной зоны на определенном этапе развития этого процесса "заклинивается" более прочной и мощной плитой континентальной литосферы и резко меняет обстановку на обратную, это позволяет автору объяснить сохранение относительного движения плит и наблюдаемую в эпигеосинклинальных областях (т.е. зонах коллизии) зональность магматизма.

Если на ранних этапах разработки концепции тектоники плит считалось, что офиолиты возникают в срединно-океанических хребтах и затем тектонически продвигаются на края сиалических блоков (континентов и островных дуг), то в настоящее время сторонников срединно-океанического происхождения офиолитов стало меньше /Коротеев и др., 1985; Laurent, Hebert, 1977; Pallister, Gregory, 1983/. Большинство исследователей считают, что офиолиты зарождались либо в небольших океанических бассейнах /Добрецов, Зоненшайн, 1985; Coleman, 1984; Pognante et al., 1986/, либо в системах окраинное море - островная дуга /Зоненшайн и др., 1985; Кебезинскас и др., 1985; Кузьмин и др., 1986; Кебезинскас и др., 1987; Gass et al., 1985; Misseri, boudier, 1985; Sonenshaine et al., 1986; Dobretsov et al., 1986/.

Модель генезиса офиолитов в процессе "паратексиса" /Добрецов, 1980/ основана на допущении о расширении коры и верхней мантии над восходящей ветвью астеносферных течений или над поднимающимся астеносферным диапиром. Расширение в верхней части мантии реализуется в виде пластического течения: в камере - растеканием расплава, в верхней части разреза - формированием комплекса даек и излияниями базальтов. Ведущую роль на всех стадиях, по мнению Н.Л.Добрецова, играет "паратексис" - просачивание пикритового расплава, сопровождаемое рестированием верхней мантии.

В отличие от инфильтрации флюидов "паратексис" не лимитируется пористостью пород, поскольку на фронте просачивающегося расплава будет происходить новое плавление на контактах зерен, и расплав будет сам прокладывать себе дорогу. Непосредственные доказательства такого просачивания в мантии устанавливаются при изучении гарцбургитового фундамента офиолитового комплекса /Добрецов, 1980/. На прогрессивном этапе просачивание происходит сплошным фронтом, обуславливая формирование сильно истощенного в верхней части разреза дунит-гарцбургитового рести́та, часто с ритмичной полосчатостью и струйчатым расположением пироксенов. На регрессивной стадии просачивание локализуется в виде отдельных струй, где формируются трубообразные тела и сеть жил дунитов, сменяющихся жилами пироксенитов и габбро.

В промежуточном очаге наблюдаются кумулятивные процессы, а растрескивание его кровли приводит к образованию комплекса даек. В кульминационную стадию просачивание идет равномерным потоком через мантию с формированием полного

разреза офиолитов с деформированными реститами в основании, кумулятивными (нижними) и эвтектоидными (верхними) габбро и комплексом параллельных даек с резкой нижней границей.

Центры расширения и "паратексиса", а также скорость процесса могут меняться, что обуславливает сложное строение и изменчивый состав реститов переходной зоны, а также смену даек силлами или наоборот. При остывании системы "паратексис" сначала локализуется в отдельных каналах, где интенсивное "промывание" приводит к полному рестированию и возникновению трубообразных тел и жил дунитов, которые по мере остывания расплава, его кристаллизации и реакции с окружающими породами сменяются пироксенит-дунитовыми жилами, затем пироксенитами, отороченными пироксенит-габброидными и, наконец, габброидными жилами. При исчезновении промежуточной камеры сформированная последовательность габбро и переходной зоны пересекается поздними дайками диабазов.

Дальнейшая история офиолитов, наблюдаемых в складчатых областях, чаще всего заканчивается в покровообразовании, приводящем к скупиванию и утолщению океанической коры и превращению ее в кору промежуточного типа.

Геохимические исследования океанических и континентальных офиолитов, проведенные Б.Г.Лутцем /1980/, показали существенные различия их характеристик, это дает основание полагать, что и генезис этих офиолитовых ассоциаций неодинаков.

Офиолиты океанов обязаны своим происхождением глобальным процессам океанического рифтогенеза, связанного с подъемом мантийного диапира. Расслоенный офиолитовый комплекс образуется на фронте поднимающегося мантийного диапира. Верхняя базальтовая часть офиолитов формирует второй слой океанической коры, а нижняя габброидная, залегающая на гарцбургитах, - третий. Офиолитовый комплекс океанического дна широко распространен.

Офиолиты континентов связаны с образованием зон глубинных разломов, раскалывающих кристаллическое основание геосинклинальной области. В раздвигающихся зонах разломов происходит подъем мантийного материала и формирование офиолитового комплекса. В отличие от океанических континентальные офиолиты локально распространены и характеризуются гораздо большей дифференциацией вещества, что связывается с наличием в таких зонах флюидного потока /Лутц, 1980/.

Обзор главных геологических особенностей офиолитов, приведенный К.Б.Кепежинским с соавторами /1987/, показал, что независимо от возраста офиолиты можно разделить на два главных типа: А - с типичными представителями - в Монголии, Норвегии, Чили, Италии; Б - офиолиты Монголии, Ньюфаундленда, Кипра, Омана и др. Тип А отличается подавляющим развитием толеитовых вулканических серий, химизм которых, а также характер ассоциирующих осадков лучше всего согласуется с условиями тектонической обстановки островная дуга - окраинный бассейн, с образованием самих базитов и осадков внутри окраинного бассейна позади островной дуги. Тип Б содержит породы трех магматических серий: известково-щелочной, бонинитовой и толеитовой. Химизм базитов, присутствие лав специфического состава и характер осадков указывают на тектонический режим обстановки передовая дуга - окраинный бассейн наподобие юго-

западной части Тихого океана или типа малых задуговых бассейнов Средиземноморья.

Оба типа офиолитов могут сменять друг друга, когда геологическое развитие происходит по типу западно-тихоокеанских окраинных бассейнов, образующихся при раскалывании островных дуг и интрадуговом спрединге /Кепежинская и др., 1987/.

\* \*  
\*

Проведенный обзор основных гипотез генезиса офиолитов показывает, на первый взгляд, многообразие предполагаемых различными исследователями схем. Критический анализ моделей формирования офиолитов позволил выявить основные общие черты, связывающие, казалось бы, совсем различные подходы к проблеме.

Гипотезу мантийного диапиризма офиолитов поддерживают немногие исследователи, поэтому мы не будем на ней задерживать внимание.

Рассматривая генезис офиолитов в эвгеосинклиналиях, глубинных разломах и рифтах, надо учитывать, что эти геологические объекты могут быть взаимосвязаны. Обязательной для всех эвгеосинклиналей предполагается рифтовая (догеосинклиналичная) стадия развития /Пейве, 1981/. На начальных стадиях геосинклиналичного цикла преобладает горизонтальное растяжение, и тектоническая обстановка в целом обладает некоторым сходством с обстановкой, определяющей рифтообразование /Милановский, 1981/.

В концепции фиксизма появление офиолитов в верхних горизонтах земной коры связывается с глубокими субвертикальными расколами литосферы /Белоусов, 1973, 1976; и др/. В самом общем определении - глубинные разломы - это разломы метаморфической сиалической оболочки Земли, разломы "фундамента", образующие в целом "макротрещиноватость" земной коры /Пейве, 1956, с.90-91/. В "Геологическом словаре" /1973/ глубинные разломы характеризуются как наиболее общие структуры раскола литосферы, ширина которых может достигать десятков километров, а также отмечено, что согласно представлениям тектоники литосферных плит, разновидностями глубинных разломов являются рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, зоны Беньюфа-Заварицкого и трансформные сдвиги, т.е. намечается смешение понятий "рифты" и "глубинные разломы".

Таким образом, процессы формирования офиолитов в эвгеосинклиналиях, глубинных разломах и рифтах имеют сходные черты тектонической обстановки, что подтверждается данными других авторов о единой природе рифтов и геосинклиналичных трогов /Грачев, Федоровский, 1970/, и фактически соответствуют условиям рифтогенеза.

Общим положением для всех остальных моделей (формирование офиолитов в срединно-океанических хребтах, в системах окраинных морей - островных дуг и т.п.) является то, что независимо от места и характера геодинамической обстановки, офиолиты сформировались в условиях растяжения, о чем практически однозначно свидетельствует наличие в них дайковых комплексов /Куренков, Перфильев, 1984; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Перфильев и др., 1985; Книппер, Савельева, 1987; Магматические... породы, 1987; и др./.

Необходимо подчеркнуть основные положения, характерные для офиолитовых ассоциаций.

1. Наличие дайкового комплекса типа "дайка в дайке" однозначно свидетельствует о формировании офиолитов в условиях растяжения, что подтверждается и анализом существующих моделей генезиса офиолитов.

2. Набор магматических пород, производных базальтовых и пикритоидных расплавов, мантийное происхождение которых в настоящее время общепринято, плюс непосредственно сами мантийные метаморфические (тектонизированные) гипербазиты - все это свидетельствует о расколе земной коры на всю ее мощность и поступлении мантийного материала.

3. Структура и состав офиолитов: интрузивные глубинные ультрамафиты и габбро, сменяющиеся субвулканическими интрузиями даек и поверхностными излияниями лав, непосредственно залегают на мантийных гипербазитах - все это говорит о том, что офиолиты формируют полный разрез земной коры, которую принято называть "океанической".

4. Анализ современных геодинамических обстановок показывает, что формирование океанической коры происходит в настоящее время в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов, а также в межконтинентальных рифтах (Красное море и др.).

5. Сопоставляя приведенные выше основные положения, связанные с офиолитами, мы приходим к выводу, что образуются они в зонах растяжения с расколом земной коры на всю мощность, где формируют кору "океанического" типа. Принимая во внимание также актуалистические примеры формирования океанической коры в рифтах, - неизбежно следует, что офиолиты образуются в **рифтовых зонах**. Соответствие вышеописанной обстановки генезиса офиолитов рифтам подтверждается самим определением термина "рифт". Согласно К.Берку /1981/, рифты - это участки, где литосфера в результате растяжения раскалывается на всю мощность.

На примере современных рифтовых структур района Восточной Африки можно видеть, что для формирования океанической коры (офиолитов) достаточно раздвижения на несколько десятков километров. Так, в рифте Таджура ширина дна с океанической корой всего 30 км. Переход от океанической коры к континентальной происходит на расстоянии около 40 км от оси рифта /Геология..., 1987/.

Таким образом, для образования офиолитов ("океанической" коры) **необходимо и достаточно** развитие рифтовых структур шириной в несколько десятков и протяженностью в сотни километров, т.е. совершенно не обязательно формирование бассейнов с океанической корой шириной в сотни и тысячи километров.

В общей модели рифтогенеза намечается несколько этапов. Первый можно выделить как дорифтовый этап магматической активизации, второй - развитие глубинных расколов с растяжением и зарождением рифтовой долины. На третьем этапе происходит углубление рифтовых грабенов и утонение земной коры. Процесс заканчивается образованием новой офиолитовой ("океанической") коры. Последующая история преобразования офиолитов связана уже с развитием складчатых поясов.

## Основные представления о петрогенезисе офиолитов

Представления о петрогенезисе офиолитов неразрывно связаны с тем, какой модели формирования офиолитов придерживаются исследователи. Так, например, для сторонников мантийно-магматической гипотезы кумулятивная природа расслоенного базит-ультрабазитового комплекса практически несомненна, тогда как авторы, связывающие развитие офиолитов с процессами, происходящими в узких локальных зонах глубинных разломов, обосновывают реакционное происхождение этого комплекса, в результате воздействия габброидной магмы. В то же время значительное количество ученых, специализирующихся на изучении отдельных определенных групп пород из офиолитов, имеют свои представления об их генезисе.

Несмотря на то, что условия формирования отдельных пород, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, привлекают к себе внимание многочисленных и разнообразных специалистов, и существует большое количество работ с использованием новейших аналитических методов, многие вопросы петрогенезиса офиолитов остаются открытыми. Часто точки зрения на способы формирования одних и тех же объектов прямо противоположны. Наибольшие разногласия возникают при обсуждении проблем генезиса гипербазитов и расслоенного базит-ультрабазитового комплекса. Нет также окончательного решения по поводу условий формирования габброидов, негранитных пегматитов, хромитов и других образований, входящих в состав офиолитовых ассоциаций.

**Гипербазиты.** Вопросы происхождения альпинотипных гипербазитов интересуют многих исследователей и к разбору представлений о генезисе этих пород неоднократно обращались как у нас, так и за рубежом. Обзор существовавших до середины 60-х и к началу 70-х годов мнений приведен в работах Н.Л.Добрецова /1964/ и Г.В.Пинуса с соавторами /Альпинотипные гипербазиты..., 1973/. Было выяснено, что все гипотезы формирования гипербазитов можно скомпоновать в четыре основных направления:

- магматические гипотезы, рассматривающие происхождение гипербазитов за счет либо кристаллизации ультраосновного расплава, либо дифференциации базальтоидной магмы;

- группа метасоматических гипотез, согласно которым все разнообразие пород альпинотипных гипербазитов объясняется метасоматической переработкой вещества верхней мантии или основных эффузивов;

- гипотеза кристаллической каши, предусматривающая внедрение в земную кору агрегата, состоящего из кристаллов оливина и межзернового расплава;

- гипотеза внедрения ультрабазитов в виде твердых блоков вещества верхней мантии.

В 70- и 80-е годы интерес к генезису ультрабазитов не ослабел. Одни гипотезы приобрели дополнительных сторонников, другие стали менее популярными. Появились также и новые взгляды на процессы формирования гипербазитов:

- а) магматической гипотезы придерживаются значительное количество современных исследователей, предполагающих образование гипербазитов путем кристаллизации ультраосновных расплавов /Зимин, 1973а; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Соболев, 1974; Сутурин, 1978; Маракушев, 1979, 1987; Иванов, 1983; Царицын,

1983; Аллахвердиев, Мамедов, 1985; Агафонов, Ступаков, 1986; Абдуллаев, Гусейнова, 1987; Шихайлибейли и др., 1987; Hirano Hideo, 1977/;

б) возможен вариант существования в глубинных условиях ультраосновного расплава, который в дальнейшем застывает и в структуры земной коры внедряется уже в виде протрузии /Пинус и др., 1984; Леснов, 1986, 1988/;

в) детальные исследования оливинов позволили установить гетерогенность гипербазитов, часть из которых является мантийными образованиями, а часть имеет вторичное происхождение /Велинский, 1979; Велинский, Банников, 1981, 1986/;

г) некоторые исследователи продолжают поддерживать гипотезу метасоматического происхождения гипербазитов /Москалева, 1973, 1974; Морковкина, 1974/;

д) оригинальная гипотеза была выдвинута недавно В.В.Велинским /1987/. Формирование альпинотипных гипербазитов объясняется дегидратацией серпентинитов, которые являются в свою очередь гидротермально-метасоматическими породами, образовавшимися по измененным вулканогенно-осадочным толщам;

е) большинство исследователей офиолитовых ассоциаций как за рубежом /Колман, 1979/, так и в России /Петрология..., 1977; Добрецов, 1980; Савельев, Савельева, 1980; Щербаков, 1981; Офиолитовая ассоциация..., 1982; Ефимов, 1984; Альпинотипные гипербазиты..., 1985; Гончаренко, Бетхер, 1987; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Кузнецов, Симонов, 1988; и др./ поддерживают представления об альпинотипных гипербазитах как о мантийном рестите, тугоплавком остатке, возникающем в результате частичного плавления неистощенной мантии и внедрившемся в земную кору путем твердопластического течения кристаллического ультраосновного вещества. Гипербазиты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты) офиолитовых ассоциаций - это фактически метаморфические породы ("метаморфические перидотиты", по Р.Г.Колману /1979/) со структурами тектонитов и никогда не были полностью в расплавленном состоянии. В работах Л.В.Дмитриева /1973/ и Г.Н.Савельевой /1987/ убедительно показано, что океанические гипербазиты (гарцбургиты) являются твердым остатком после выплавления из мантии базальтоидных магм.

**Ультрамафиты расслоенного комплекса.** По поводу происхождения ультрамафитов переходного комплекса существуют практически такие же расхождения, как и в случае гипербазитов основания офиолитовых ассоциаций.

1. Часть исследователей объясняют возникновение всего переходного комплекса, как результат реакции габброидной магмы с твердым веществом ультрабазитов /Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Велинский, 1979; Леснов, 1981, 1986, 1988; Пинус, 1983; Пинус и др., 1984; Гончаренко, 1989; Evans Cynthia, 1985; и др./.

2. Породы расслоенного комплекса могут иметь различное происхождение /Добрецов, Зоненшайн, 1985; Кепежинская и др., 1987; и др./. Так, по мнению Н.Л.Добрецова и Л.П.Зоненшайна, среди ультрамафитов переходного комплекса можно выделить кумуляты (дунит-верлитовая и верлит-троктолитовая зоны) и реакционную верлит-пироксенитовую зону. Жильные ультрамафиты могут образовываться как метасоматическим путем /Лазько, 1984/, так и магматическим /Добрецов, 1980; Савельева, 1987/.

3. По мнению ряда исследователей /Морковкина, 1974; Коновалова, Прусевич, 1977; Варлаков, 1987; и др./, появление всего набора пород в переходной зоне связано с метасоматическими процессами, особенно это касается генезиса пироксенитов

/Морковкина, 1967; Пинус, Колесник, 1966; Ефимов, Ефимова, 1967; Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Гаврилова, 1977; и др./.

4. Среди зарубежных исследователей офиолитов преобладает гипотеза о кумулятивном происхождении расслоенного ультрабазит-базитового комплекса /Колман, 1979/. Важную роль магматических процессов в образовании ультрамафитов отмечают и отечественные исследователи /Петрология..., 1977; Добрецов, 1980; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Кеpezинскas и др., 1987; Савельева, 1987; Ферштатер, Пушкарев, 1987; Кузнецов, Симонов, 1983, 1988; Пушкарев, 1988; и многие др./.

**Габброиды.** По поводу условий формирования габброидов ученые более выдержаны в своих суждениях. Немногие из них доказывают метасоматическое происхождение офиолитовых габбро /Морковкина, 1967, 1974; Москалева, 1974; Гаврилова, 1977; Коновалова, Прусевич, 1977/. По мнению А.А.Ефимова (1984), габбро офиолитов являются метаморфическими породами, поднятыми с мантийных уровней в виде тектонизированных блоков.

Большинство исследователей офиолитовых ассоциаций поддерживают модель формирования офиолитовых габброидов при кристаллизации базальтоидных расплавов. "В настоящее время принято считать, что значительная часть офиолитового разреза сложена породами, сформировавшимися в результате фракционной кристаллизации базальтовой магмы, давшей толщу ультраосновного и основного составов, и завершившейся кристаллизацией лейкократовых дериватов" /Колман, 1979, с.47/. В то же время наличие альтернативных (метаморфических) гипотез заставляет исследователей приводить веские доказательства (с помощью методов термобарогеохимии и др.) магматогенного происхождения офиолитовых габбро /Бакуменко, Добрецов, 1976; Петрология..., 1977; Симонов, 1981; Ферштатер, Бородинa, 1981; Офиолитовая ассоциация..., 1982; Кеpezинскas и др., 1987; Кузнецов, Симонов, 1988/.

**Дайковый комплекс.** Наибольшее внимание исследователи уделяют механизму формирования комплекса типа "дайка в дайке". Несмотря на весьма представительный объем публикаций, посвященных этой теме /Куренков, Перфильев, 1984; Быкова и др., 1985, 1988; Перфильев и др., 1985; Коптева, Коньгин, 1987; Якубчук и др., 1988; и др./, проблемы формирования структур типа "дайка в дайке" еще далеки от окончательного решения. Другими важными аспектами генезиса дайкового комплекса являются физико-химические условия магматических процессов: температура, скорость остывания, вязкость и другие параметры магмы, проникающей в трещины и формирующей дайковые тела /Corrigan, 1982; Delaney, Pollard, 1982; Reuber et al., 1982; Spence, Turcotte, 1985; и др./.

**Эффузивно-осадочный комплекс.** Интенсивное исследование дна океана, особенно с применением подводных обитаемых аппаратов /Атлас..., 1983; Подводные... исследования..., 1985/ позволило в последние годы, путем непосредственных наблюдений, выяснить многие аспекты условий формирования не только эффузивов океанической коры, но и связанных с ними полезных ископаемых. Сравнительный анализ процессов в современной океанической коре и ситуаций в офиолитах открыл широкие перспективы для расшифровки условий офиолитового палеовулканизма. Большую важность приобрели исследования вулканогенно-осадочных комплексов офиолитов, с целью воссоздания палеогеодинамических

обстановок. Эта проблема затрагивается в подавляющем количестве работ, посвященных эффузивно-осадочному комплексу офиолитов, и большинство специалистов приходят к выводу, что офиолиты зарождались либо в небольших океанических бассейнах /Добрецов, Зоненшайн, 1985; Coleman, 1984; и др./, либо в системах окраинного моря - островная дуга /Зоненшайн и др., 1985; Кебезинская и др., 1987; Dobretsov et al., 1986; и многие др./.

**Негранитные пегматиты**, связанные с офиолитами, привлекают к себе гораздо меньше внимания, чем, например, гипербазиты. В то же время дунит-, пироксенит-, габбро-пегматиты встречаются довольно часто в офиолитовых ассоциациях /Успенский, 1968; Симонов, 1981/ и без рассмотрения условий их формирования общая картина петрогенезиса офиолитов не будет полной.

Многие геологи связывают формирование дунит- и пироксенит-пегматитов с метасоматическими процессами при активном участии высокотемпературных растворов /Виноградская, 1954, 1957; Успенский, 1968; Коновалова, Прусевич, 1977; Иванов, 1986; и др./.

Габбро-пегматиты могут формироваться либо из расплава /Лебедев, 1935; Евзикова, 1955; Бакуменко, Добрецов, 1976/, либо при главенствующей роли метасоматических процессов /Ефимов, Ефимова, 1967; Морковкина, 1967; Успенский, 1968; Гаврилова, 1977; и др./.

**Хромиты.** По поводу генезиса хромитов в офиолитах не существует единой точки зрения. Большая группа исследователей доказывает магматическое происхождение хромитов /Павлов и др., 1973, 1979; Колман, 1979; Маракушев, 1979; Царицын, 1983; Злобин, Дмитриев, 1985; Злобин и др., 1985; Колотилов и др., 1985; Lago et al., 1982; Whittaker, Watkinson, 1984/. Важную роль в процессах их образования из расплавов играют летучие компоненты /Савельев, Савельева, 1985; Johan et al., 1981/. В то же время факты по деформациям хромитов, их синтетонической кристаллизации и образованию рудных тел в зонах разломов /Колман, 1979; Штейнберг, 1979; Савельев, Савельева, 1985; Самсонов, Чикунев, 1985; Doukhan et al., 1984; Christiansen, 1985, 1986/ говорят о сложной картине формирования хромитов и хромитовых руд в процессах тектонических преобразований гипербазитовых массивов в целом, что не укладывается в упрощенные схемы кристаллизации хромитов из соответствующих рудных расплавов. Учитывая эти факты, а также другие многочисленные данные, значительная часть исследователей пришла к выводу о возможности образования хромитовых руд без участия расплавов, при активной роли летучих компонентов /Москалева, 1974; Штейнберг, 1979; Приходько, Бердников, 1984; Алимов и др., 1985; Альпинотипные гипербазиты..., 1985; Чашухин, 1985; Дмитренко, Мочалов, 1986; Симонов и др., 1988; и др./.

Рассмотренные основные представления о петрогенезисе офиолитов являются, с нашей точки зрения, наиболее важными и интересными. Несомненно имеются и многие другие вопросы, связанные с условиями формирования отдельных пород в офиолитовых ассоциациях.

Из обзора гипотез петрогенезиса офиолитов видно, что исследователей волнуют вопросы, связанные: во-первых, с характером породо- и рудообразующего субстрата (расплав, раствор и т.д.) и, во-вторых, с физико-химическими параметрами генетических процессов. Существуют и другие не менее важные аспекты петрогенезиса офиолитов. Прежде всего, это касается того, что вряд ли правомочно судить о генезисе отдельно взятых пород в отрыве от остальных образований в офиолитах. Закономерности петрогенезиса офиолитов должны, на наш взгляд, рассматриваться во взаимосвязи всех членов офиолитовой ассоциации.

## Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основой исследований условий петрогенезиса офиолитов явилось изучение офиолитовых ассоциаций во внутриконтинентальных складчатых областях (Алтае-Саянская складчатая область - офиолиты Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Тувы, Горного Алтая; Монголия - офиолиты хр.Хан-Тайширин; Урал - офиолиты Мугоджар; Тянь-Шань - офиолиты Алайского хребта) и офиолитов в зоне перехода океан-континент (Чукотка - офиолиты хр.Пекульней; Камчатка - офиолиты о-ва Карагинский и п-ова Камчатский Мыс; Курильские острова - офиолиты о-ва Шикотан). Эти ассоциации исследовались комплексно с широким использованием геолого-петрографических, петрохимических, геохимических и термобарогеохимических методов. В основу были положены геологические материалы, полученные автором во время полевых работ. Петрохимические и геохимические исследования использовались главным образом как связующее звено между геологическими данными и результатами экспериментального изучения офиолитов с помощью термобарогеохимии. **Термобарогеохимические методы внесли главный объем оригинальной информации, на которой основаны выводы об условиях петрогенезиса офиолитов.**

Для сравнительного анализа условий петрогенезиса офиолитов изучены (главным образом методами петрохимии, геохимии и термобарогеохимии) материалы из офиолитовых ассоциаций других континентальных регионов и океанических областей. Каменный материал из офиолитов Малого Кавказа собран автором во время полевых исследований. Образцы пород из офиолитов массива Троодос (Кипр), Сирии, хр.Муссау (Тихий океан), разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет), рифта Красного моря и других офиолитовых ассоциаций, отобраны из коллекций различных исследователей (см. Введение).

Важной особенностью офиолитов является парагенетическое единство входящих в их состав образований и поэтому рассматривать генезис отдельных пород в отрыве от остальных членов ассоциации вряд ли целесообразно. Нельзя, например, понять процессы формирования дунит-пегматитов без определенных представлений об условиях образования вмещающих ультрабазитов. Нельзя также говорить о генезисе хромитов без изучения ассоциирующих с ними пород и так далее. Поэтому генетические аспекты отдельных пород рассматривались в неразрывной связи с другими членами офиолитовой ассоциации, при этом прослеживаются характерные изменения эволюции параметров петрогенезиса во всей ассоциации в целом.

### Методы термобарогеохимии

**Обзор публикаций** показывает, что в последние годы термобарогеохимия все более активно используется при исследовании офиолитовых ассоциаций, так как с помощью ее методов можно оценить основные физико-химические параметры процессов минералообразования - температуру, давление, состав минералообразующей среды.

По составу включений минералообразующих сред мы можем судить о характере обстановки, в которой рос минерал. Первичные газовой-жидкие включения

говорят о существенной роли растворов при кристаллизации минералов. Присутствие первичных расплавных включений однозначно свидетельствует о кристаллизации из расплава. В минералах пироксенитов и пироксенит-пегматитов ряда офиолитовых ассоциаций /Симонов, 1981/ были найдены включения растворов. В минералах перидотитов расслоенного комплекса, габбро и габбро-пегматитов офиолитов /Бакуменко, Добрецов, 1976; Леснов и др., 1980; Симонов, 1981; Офиолитовая ассоциация..., 1982; Аллахвердиев, Симонов, 1985; Кепежинскас и др., 1987; Кузнецов, Симонов, 1988; Цамерян и др., 1988/ преобладают расплавные включения. Эти результаты свидетельствуют об образовании пироксенитов при активном участии растворов и однозначно говорят о кристаллизации габброидов и изученных перидотитов из расплава. Более сложная картина наблюдается в случае дунитов и гарцбургитов, слагающих основание офиолитовых ассоциаций. Здесь не найдено включений расплавов и водных растворов. Обычны своеобразные включения переуплотненных сжиженных газов /Офиолитовая ассоциация..., 1982; Симонов, 1983; Гончаренко, Симонов, 1984/ - метана, азота, связанные со структурными зонами деформаций в оливинах. Включения жидкости, установленные в оливинах гипербазитов Урала /Штейнберг, Чашухин, 1977/, судя по внешнему виду, также, скорее всего, содержат сжиженные газы. Подобные включения изучены в минералах метаморфических пород высоких степеней метаморфизма с температурами выше 400-500 °С и давлением свыше 3-4 кбар /Ермаков, Долгов, 1979/. Таким образом, включения сжиженных газов в оливинах гипербазитов можно связать с метаморфическими процессами, приводящими к деформациям и перекристаллизации оливинов при высоких температурах и давлении.

При исследовании включений минералообразующих сред с помощью термометрии мы можем определить температуры образования минералов. Главным образом используется метод гомогенизации. Он основывается на преобразовании гетерогенного многофазового содержимого включений при нагревании в микро-термокамере в гомогенное состояние, характеризующее своими физико-химическими параметрами первичную гомогенную среду, в которой рос минерал. Температуры гомогенизаций включений принимаются за минимальные температуры минералообразования /Ермаков, Долгов, 1979/.

Методом гомогенизации включения минералообразующих сред исследовались во многих минералах горных пород ряда офиолитовых ассоциаций /Бакуменко и др., 1984/. При изучении расплавных включений в плагиоклазах и пироксенах определены высокие температуры образования (до 1350 °С и выше) для габброидов Ирана /Бакуменко, Добрецов, 1976/ и Корякии /Леснов и др., 1980/. Более низкие температуры кристаллизации габбро (по данным расплавных включений) - около 900 °С - приводятся в работах К.Б.Кепежинскаса, В.В.Кепежинскаса /1986/; К.Б.Кепежинскаса и др. /1987/. Исследования расплавных включений позволили установить закономерности эволюции температур кристаллизации основных групп пород в офиолитах Кузнецкого Алатау, Чукотки, Камчатки и Курильских островов. Для базит-гипербазитовых серий при переходе от глубинных к близповерхностным образованиям температуры снижались от 1450 до 1150 °С. В случае гранитоидов наблюдалось понижение температур образования от 1100 до 700 °С при переходе от пород, близких по составу к основным, к собственно плагиогранитам. Группы

пикритов характеризуется устойчивым интервалом температур формирования (1420-1450 °С) /Симонов, 1986 а,б,в; Кузнецов, Симонов, 1988/. Исследования включений минералообразующих сред позволили оценить минимальные температуры образования плагиогранитов из офиолитов Кипра и Омана в 350-550 °С /Dubois et al., 1983/. По результатам изучения включений, найденных в пироксенах, роговой обманке, плагиоклазах и кварце, установлены параметры кристаллизации пегматитов основного и ультраосновного состава в офиолитах Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Тувы и Урала /Симонов, 1981/. Включения расплавов во вкрапленниках пород дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау имеют температуры гомогенизации (минимальные температуры минералообразования) около 1100-1250 °С /Офиолитовая ассоциация..., 1982/. По расплавленным включениям установлены температуры кристаллизации пород вулканогенного комплекса офиолитов Малого Кавказа /Соболев и др., 1983; Цамерян и др., 1985, 1988/. При изучении ультраосновных лав массива Троодос (Кипр) определено, что температуры гомогенизации включений в оливинах и клинопироксенах варьируют в пределах 1300-1430 и 1100-1150 °С соответственно /Соболев, Слуцкий, 1982; Соболев и др., 1986/. Установлены температуры метаморфизма офиолитов Семайл (Оман) в результате исследования газовой-жидких включений в амфиболах, эпидоте, кальците и кварце /Nehlig, 1989/.

М е т о д а м и к р и о м е т р и и - замораживания, исследования при отрицательной температуре - анализируются включения минералообразующих сред, содержащие летучие. Определяя характерные изменения во включениях в зависимости от температуры и сравнивая их с поведением известных экспериментальных систем, мы можем установить составы, концентрации и плотности летучих компонентов.

С помощью криометрии определены сжиженные газы (метан и азот) во включениях из оливинов тектонизированных гипербазитов офиолитов Кузнецкого Алатау /Офиолитовая ассоциация..., 1982; Симонов, 1983; Гончаренко, Симонов, 1984/. Диагностированы при замораживании метан и углекислота во включениях в минералах жадеитсодержащих комплексов Борусского офиолитового пояса Западного Саяна /Томиленко, Чупин, 1983/ и установлены параметры формирования жадеитов Гватемалы /Harlow, 1986/. При криометрических исследованиях пироксенит- и габбро-пегматитов ряда офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской области обнаружено, что велика роль хлоридов натрия, магния и кальция в минералообразующих растворах /Симонов, 1981/. Установлены также условия метаморфических процессов в офиолитах Монголии /Кебезинская, Томиленко, 1985/, Омана /Nehlig, 1989/ и содержания  $H_2O$  в ультраосновных расплавах Троодоса (Кипр) /Соболев, Наумов, 1985/.

П р и о п р е д е л е н и и д а в л е н и й в процессах минералообразования обычно используется несколько различных методов термобарогеохимии. Необходимо исследовать характер, концентрации и плотности минералообразующей среды, а также установить температурный режим процессов.

Определив с помощью криометрии составы и плотности сжиженных газов во включениях в оливинах и сравнив их с экспериментальными данными, удалось установить, что давление при ранних процессах деформаций в тектонизированных

перидотитах составляет от 8,5 до 11 кбар при температурах около 1000 °С /Симонов, 1983; Гончаренко, Симонов, 1984/. Давления минералообразующих растворов в случае габбро-пегматитов были около 1500-2500 бар /Симонов, 1981/. Высокие давления до 7 кбар определены для процессов формирования жадеитсодержащих комплексов /Томиленко, Чупин, 1983/. Значительные давления флюидов при образовании кумулятов офиолитов района Пиндос в Греции /Capedri et al., 1982/ установлены по наличию жидких включений в плагиоклазах.

Перспективны методы термобарогеохимии и при исследовании состава минералообразующей среды в случае офиолитовых ассоциаций. С их помощью можно определить как газовые компоненты, так и составы растворов и расплавов.

При использовании криометрии, как уже упоминалось выше, во включениях установлены метан, азот, углекислота /Симонов, 1983; Томиленко, Чупин, 1983/.

Группе исследователей удалось оценить содержания воды в расплавах офиолитов Троодоса (Кипр) /Соболев и др., 1984, 1986; Соболев, Наумов, 1985; Thy et al., 1985/, а также определить роль флюида при формировании плагиогранитов Кипра и Омана /Dubois et al., 1983, 1984, 1985/.

Для исследования состава летучих компонентов широко используется газовая хроматография. Практически во всех случаях при изучении офиолитовых гипербазитов с помощью этого метода /Агафонов, Андреева, 1973; Никольский и др., 1980; Флюидный режим..., 1980; Юркова и др., 1982; Никольский, Грановский, 1982; Дриц и др., 1983; Гончаренко, Симонов, 1984; Штейнберг, Лагутина, 1984; Летников и др., 1985; Никольский, 1987/ подчеркивается существенная роль восстановленных флюидов (метан, водород и др.) в минералообразующих процессах. Эволюции флюидного режима формирования ультрабазит-базитовых ассоциаций Байкальской горной области посвящены работы М.И.Грудинина с соавторами /Грудинин, 1980; Грудинин и др., 1986; Грудинин, Меньшагин, 1987/. Исследования с помощью газовой хроматографии офиолитов Мугоджар показали закономерную смену состава летучих от восстановленных до окисленных снизу вверх по разрезу (габбро - дайки - лавы) /Симонов, 1985/. Хроматографический анализ хромитов из офиолитов Корякии и Кемпирсая (Южный Урал) позволил установить закономерные связи летучих компонентов с орудением /Симонов и др., 1986а,б; 1988/.

Современные методы исследования вещества дают возможность изучить составы магматических расплавов, из которых рос минерал, с помощью анализа расплавных включений на различных типах микрозондов. Для лав массива Троодос (Кипр) установлено, что составы гомогенизированных расплавных включений образуют дифференцированную серию от первичного пикритового расплава до андезита /Соболев, Слуцкий, 1982; Соболев и др., 1986/. При исследовании включений в минералах вулканогенного комплекса офиолитов Малого Кавказа удалось выделить два главных типа толеитовых расплавов /Соболев и др., 1983, 1984; Цамерян и др., 1985/.

В последние годы методы термобарогеохимии наиболее широко применяются при изучении пород из комплексов дна океана, сопоставимых с офиолитами континентов. Расплавные включения в минералах из базальтов рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта имеют температуры гомогенизаций

1100-1150 и 1170-1290 °С /Лазаренко и др., 1981; Шнюков и др., 1986, 1987/. Минимальные температуры кристаллизации, установленные методом гомогенизации, фенокристов плагиоклаза и пироксена из пиллоу-лав скв. 417Д рейса 51 "Deep Sea Drilling Pr." составляют около 1160 °С /Clocchiatti, 1980/. Определены температуры образования базальтов Атлантики /Шараськин и др., 1978/, Тихого океана /Рябчиков и др., 1984; Коновалов и др., 1987/, Филиппинского моря /Соловова и др., 1979/.

Исследование расплавных включений позволило оценить составы расплавов в океанических рифтах /Каменецкий и др., 1985; Данюшевский и др., 1986/.

В океанической литосфере летучие компоненты исследовались главным образом в базальтах /Золотарев и др., 1978, 1981 а,б; Мамчур и др., 1981; Калужный и др., 1985; Шнюков и др., 1986, 1987; Marty, Ozima, 1986; Javoy et al., 1986; Brett et al., 1987/. В океанических базальтах возможна оценка давления внедрения магмы на основе анализа плотности углекислоты во включениях /Mathez, Delaney, 1981/. Большое значение придается исследованию содержания воды в базальтовых стеклах срединно-океанических хребтов /Сушевская и др., 1988; Jambon, Zimmermann, 1987; Michael, Chase, 1987; и др./.

Приведенный обзор показывает широкие возможности методов термобарогеохимии при решении задач, связанных с изучением физико-химических параметров процессов формирования офиолитов.

**При исследовании условий минералообразования в процессах петрогенезиса офиолитов нами использовались практически все рассмотренные выше методы термобарогеохимии. Из них наиболее информативными оказались методы гомогенизации, криометрии и газовой хроматографии. С помощью методов термометрии (гомогенизации включений минералообразующих сред) определялся температурный режим формирования пород, входящих в офиолитовые ассоциации. Криометрический анализ позволил в основном судить о характере летучих в процессах деформаций тектонизированных гипербазитов и дал возможность оценить параметры существовавших при этом давлений. Флюидный режим развития всех членов офиолитовых ассоциаций исследовался главным образом методом газовой хроматографии.**

Методические вопросы использования термобарогеохимии для выяснения физико-химических условий процессов минералообразования детально рассматриваются в работах Н.П.Ермакова /1950, 1972/, Магмаогенная кристаллизация... /1975/, Н.П.Ермакова, Ю.А.Долгова /1979/, А.А.Томиленко, В.П.Чупина /1983/ и др. Особенности применения методов термобарогеохимии к генетическим проблемам офиолитовых ассоциаций частично опубликованы /Симонов, 1981; Офиолитовая ассоциация..., 1982; Кузнецов, Симонов, 1988/.

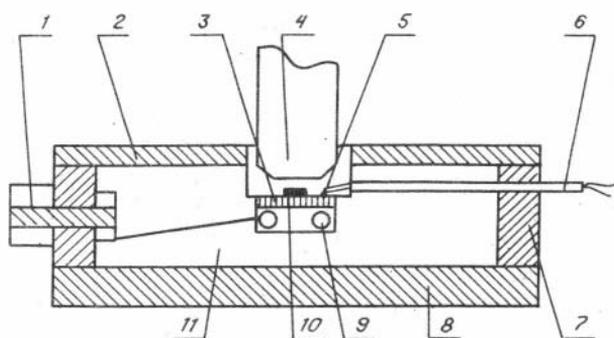
**Термометрия и криометрия.** Основной объем информации о температурах кристаллизации пород в офиолитовых ассоциациях получен с помощью метода гомогенизации расплавных включений. Авторы специальных методических работ, посвященных расплавным включениям /Магмаогенная кристаллизация..., 1975; Соболев и др., 1976; Романчев, 1977; А.В.Соболев, С.В.Соболев, 1985; Бакуменко, 1986; Ваганов, Соколов, 1988/, убеждают в том, что параметры магматического минералообразования, получаемые по включениям расплавов, хорошо

согласуются с термобарометрией по минералогическим термометрам и барометрам, и в целом информация, извлекаемая из включений, достаточно объективна и может служить основой для петрогенетических выводов. Эксперименты с искусственными расплавленными включениями /Бакуменко и др., 1967; Хетчиков, 1977; Рябчиков и др., 1981; и др./ показали, что температуры гомогенизации первичных включений близки к температурам кристаллизации минералов. Учитывая сказанное, мы считаем, что получаемая информация при исследовании расплавленных включений является достоверной и близкой к реальным параметрам минералообразования, и соответственно температуры гомогенизации включений расплавов достаточно близки к температурам кристаллизации пород.

С учетом имеющихся рекомендаций /Магматогенная кристаллизация..., 1975; Соболев, 1983; Xia Lingi, 1984; и др./ и на основе собственного опыта принята следующая схема исследования расплавленных включений при нагревании в микрокамере. Изучались серии (от 3-5 штук до нескольких десятков) первичных включений. Первый опыт проводился достаточно медленно (около 1,5 ч и более) для определения наиболее характерных особенностей процессов изменения содержания включений при повышении температуры, последующие серии включений нагревались быстрее. Время опыта менялось в зависимости от типа пород для ультраосновных и основных при температуре свыше 1000 °С оно не превышало 10 мин, для кислых разностей выдержки вблизи температур гомогенизации могли продолжаться более часа. Для проверки герметичности включений проводились повторные гомогенизации.

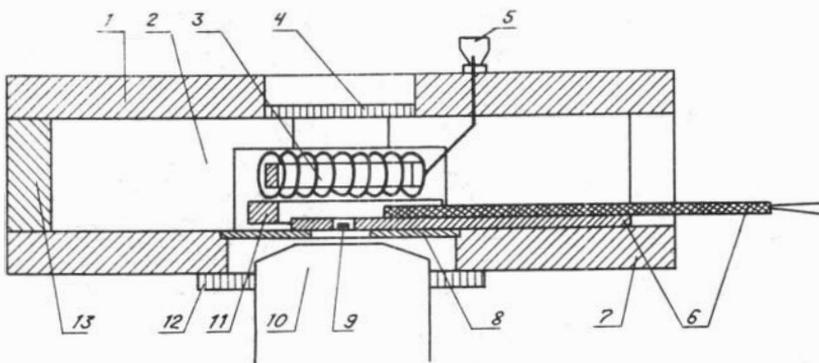
Криометрические исследования проводились в основном по схеме, разработанной А.С.Борисенко /1977/, с учетом работ Н.П.Ермакова, Ю.А.Долгова /1979/ и А.А.Томиленко, В.П.Чупина /1983/.

Для исследования физико-химических параметров процессов петрогенезиса офиолитов с помощью термометрии и криометрии включений минералообразующих сред сконструирована серия микрокамер. Главным образом использовались микротермокамеры на основе силитового нагревателя и с инертной средой, а также микрокамеры оригинальных конструкций (рис. 2-6).



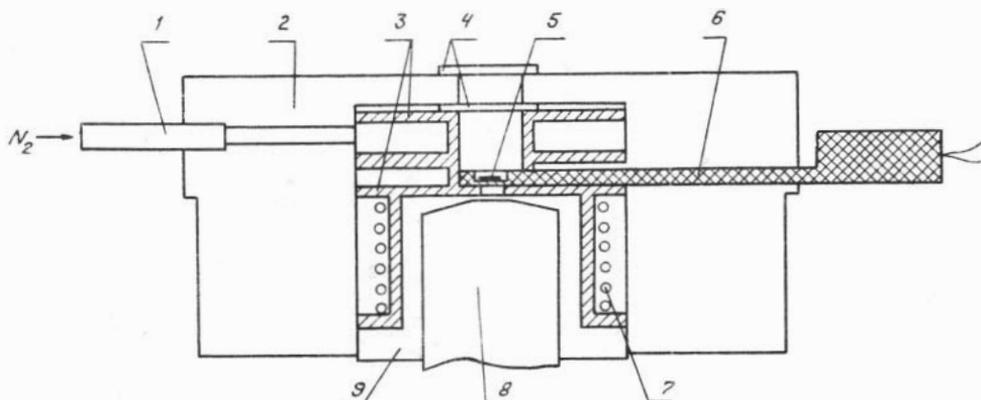
Р и с. 2. Среднетемпературная микротермокамера:

1 - токоввод; 2,7,8 - корпус (асбестоцемент); 3 - кварцевое стекло; 4 - объектив; 5 - спай термопары; 6 - вывод термопары; 9 - спираль нагревателя; 10 - препарат; 11 - шамот.



Р и с. 3. Микротермокамера для микроскопа Neophot-2:

1,7,13 - корпус (асбестоцемент); 2 - шамот; 3 - нагреватель; 4 - кварцевое стекло; 5 - клеммы питания; 6 - препаратодитель; 8 - кольцо из керамики; 9 - препарат; 10 - объектив; 11 - алундовая шайба; 12 - термоизолирующее кольцо (асбест).



Р и с. 4. Микрокриокамера для микроскопа Neophot-2:

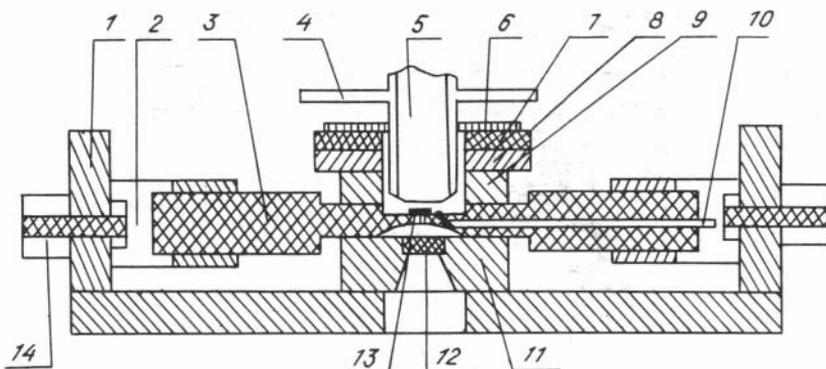
1 - трубка, подводящая азот; 2 - корпус криокамеры (пенопласт); 3 - корпус охлаждения (латунь); 4 - изоляционные стекла; 5 - препарат; 6 - препаратодитель; 7 - нагреватель; 8 - объектив; 9 - термоизоляционный кожух объектива (пенопласт).

Микротермокамеры эталонировались по точкам плавления солей и чистых благородных металлов ( $\text{NaNO}_3$ ,  $\text{KNO}_3$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Au}$  и др.).

Эталонировка микрокриокамеры проводилась по следующим точкам: 1 - комнатная температура; 2 - бидистилат  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $0^\circ\text{C}$ ; 3 - включение с жидкой  $\text{CO}_2$ ,  $-56,6^\circ\text{C}$ ; 4 - включение с жидким метаном,  $-182,5^\circ\text{C}$ ; 5 - температура кипения азота,  $-195,8^\circ\text{C}$ .

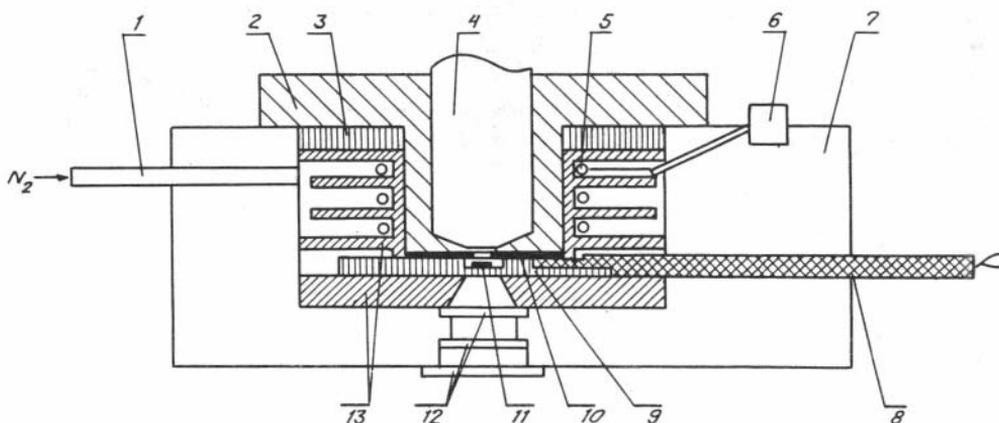
В качестве регистрирующего прибора во всех случаях применялся цифровой вольтметр В7-21; точность замеров для криокамер (возможная) -  $\pm 0,05^\circ\text{C}$ , для среднетемпературных микротермокамер достигает  $\pm 1^\circ\text{C}$ , для высокотемпературных  $\pm 5^\circ\text{C}$ .

**Газовая хроматография** довольно широко используется при исследовании



Р и с. 5. Микротермокамера с инертной средой:

1 - корпус (асбоцемент); 2 - пластинчатые токовводы; 3 - силовый стержень; 4 - водяное охлаждение объектива; 5 - объектив; 6 - жестяное кольцо; 7 - поролоновая изоляция; 8 - охлаждающая камера с проточной водой; 9, 11 - керамический корпус; 10 - вывод термопары; 12 - кварцевое окно; 13 - препарат; 14 - клеммы.



Р и с. 6. Микрокриокамера:

1 - трубка, подводящая азот; 2 - термоизоляционный кожух объектива (пенопласт); 3 - изоляционная прокладка (пенопласт); 4 - объектив; 5 - нагреватель; 6 - клеммы питания; 7 - корпус криокамеры (пенопласт); 8,9 - препаратодователь (8 - винипластовая ручка, 9 - медная часть); 10 - медная пластинка; 11 - препарат; 12 - изоляционные стекла; 13 - корпус охлаждения.

флюидного режима формирования горных пород. В то же время многие вопросы, касающиеся в основном методов извлечения летучих и интерпретации получаемой информации, остаются дискуссионными /Летников, Шкарупа, 1977; Литвиновский, Летников, 1981; Миронова и др., 1985; Миронова, Ростоцкая, 1985; Прокопов, 1985; и др./.

При решении вопросов, касающихся проблем извлечения летучих компонентов и интерпретации получаемых данных, на наш взгляд, определяющим фактором должна быть цель проводимых исследований. Если необходимо знать составы газов, находящихся в минералах и породах при современных нормальных условиях, в особенности это касается малоустойчивых углеводородов, то несомненно наиболее предпочтительны методы извлечения, связанные с высвобождением газов при разрушении минералов в области невысоких температур. С другой стороны, мы сталкиваемся практически с непреодолимыми трудностями при попытке интерпретации полученных этими методами результатов для выяснения, например, состава флюида, существовавшего в расплаве. Высокие температуры в расплаве (свыше 1000 °С) могут совершенно изменять соотношения отдельных компонентов, поэтому учесть все возможные реакции между газами на современном этапе не реально. Таким образом, если целью исследований являются особенности флюидного режима минералообразующей среды при температурах кристаллизации магматических минералов, то наиболее естествен термический метод извлечения газов. Нагревая образец, мы возвращаем систему летучих как бы в исходное состояние, сдвигая равновесия в реакциях в сторону соединений, более устойчивых при высоких температурах. Поэтому при исследовании летучих в офиолитовых ассоциациях, состоящих в основном из высокотемпературных мантийных пород и магматогенных образований, мы использовали термический способ извлечения газов из пород и минералов.

При изучении магматических пород методом газовой хроматографии с термическим способом извлечения одним из основных является вопрос о происхождении анализируемого водорода /Конев, Бекман, 1978; Ершова и др., 1981; Калиниченко и др., 1984, 1985/.

Специальные методические работы Ф.А.Летникова, Т.А.Шкарупа /1977/; Б.А.Литвиновского, Ф.А.Летникова /1981/; Ф.А.Летникова, Т.П.Гантимуровой /1987/ убедительно показали несостоятельность доводов о происхождении всего анализируемого водорода за счет разложения минералов /Конев, Бекман, 1978; и др./, хотя факты появления  $H_2$  при нагреве амфиболов и биотитов реальны, но они не имеют решающего значения в общем объеме выделяющихся газов. Результаты газового анализа с термическим способом вскрытия, по мнению Ф.А.Летникова, в целом отражают соотношения летучих, которые имели место в момент формирования пород.

Наши исследования летучих компонентов (тысячи анализов горных пород) подтверждают выводы Ф.А.Летникова о первичном характере водорода, определяемого с помощью высокотемпературной газовой хроматографии. Опыты с гипербазитами Урала и Алтае-Саянской области показали, что нет устойчивой зависимости содержания  $H_2$  от количества  $H_2O$  в пробах. Анализы монофракций плагиоклазов и темноцветных минералов (пироксен + амфибол) из габброидов Мугоджар близки по содержанию водорода. Таким образом, говорить о происхождении всего объема  $H_2$  в результате реакций разложения  $H_2O$  и амфиболов вряд ли возможно. Не могут служить основным источником водорода и реакции выделяющихся газов между собой и породой, так как опыты со свежими совершенно однотипными базальтами дна Красного моря показывают, что появление  $H_2$  зависит

только от места отбора образца - в центре лавового потока или на краю. Водород в свежих базальтовых стеклах Красного моря и Срединно-Атлантического хребта может присутствовать, а может и нет, совершенно не зависимо от химического состава и концентрации  $H_2O$ . Вторичные изменения пород также не оказывают определяющего влияния на содержание водорода. Это подтверждается тем, что в разных офиолитовых ассоциациях с различной степенью измененности пород (например, офиолиты Троодоса и Мугоджар) устанавливается общее закономерное изменение состава флюида (и в первую очередь  $H_2$ ) в последовательной смене пород: габбро-дайки-эффузивы. В целом приведенные данные, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют об эндогенном, первичном происхождении преобладающего объема анализируемого с помощью высокотемпературной газовой хроматографии водорода.

Нами исследовались на газовом хроматографе искусственные стекла, полученные при закалке алюмосиликатного расплава с температурой 1240 °C (образцы Э.С.Персикова). Расплав находился под высоким давлением водорода ( $P_{H_2} = 1200$  атм), т.е. состав летучих, сосуществовавших с расплавом, прост - один водород. Исследование кинетики газовыделения показало, что основной объем газа выделяется из стекла при температурах 550-1000 °C. Анализ на газовом хроматографе этих высокотемпературных газов дал следующие результаты (в объем %, без учета  $H_2O$ , которой было определено около 0,05 мас.%):  $H_2$  - 96,  $N_2$  - 2,2,  $CO_2$  - 1,8. Незначительные примеси азота и углекислоты не нарушают убедительной картины - совершенно очевидно, что при высоких температурах извлекаются газы, соответствующие реально существовавшим, заданным в эксперименте. В опыте использовался водород, наиболее подвижный из всех летучих, поэтому мы можем с достаточной долей уверенности говорить, что и другие газы будут вести себя аналогично. Таким образом, опыты показали, что, во-первых, свежие неизменные стекла алюмосиликатных расплавов содержат в себе флюид, отвечающий по составу исходному, сосуществовавшему с магмой; во-вторых, что наиболее для нас важно, анализ этих стекол с помощью высокотемпературной газовой хроматографии дает составы реально существовавших сингенетичных газов. В случае пород все конечно сложнее, но важен сам основной факт - высокотемпературная газовая хроматография позволяет определять первичные флюиды в магматических продуктах.

В пользу высокотемпературной газовой хроматографии также свидетельствуют результаты сравнительных экспериментов. Различными методами термобарогеохимии исследовался высокотемпературный кварц, содержащий однородные флюидные включения /Cheilletz et al., 1984/. Выяснено, что особенности флюидного состава, установленные по индивидуальным включениям с помощью рамановской спектроскопии, совпадают с данными газовой хроматографии.

О роли водорода (и других восстановленных газов) в петрогенетических процессах можно судить, в какой-то мере, по данным о составах природных газов, связанных с магматическими породами и процессами.

И.А.Петерсилье в фундаментальной работе, посвященной геологии природных газов Кольского полуострова /1964/, в результате анализа имевшегося фактического материала пришел к выводу о том, что образующиеся при прокаливании горных пород газы по своему составу сходны с газами из вулканов. Это подтверждается также данными, приведенными В.А.Соколовым /Геохимия..., 1971/. Содержания вулкани-

ческих газов, выделяющихся из лавовых озер, сильно варьируют, но основными являются  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$  и другие (без учета  $\text{H}_2\text{O}$ , обычно преобладающей в составе газов), которые можно получить при высокотемпературном нагреве магматических горных пород. По данным В.В.Ярмолюка /1982/ с расплавами основного состава в современных вулканах связаны главным образом восстановленные газы с высоким содержанием  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2$ .

Значительное число исследователей /Заварицкий, 1926; Бетехтин, 1935; Соколов, 1971; Лидин и др., 1982; Девириц, 1984; Штейнберг, Лагутина, 1984; Уханов и др., 1987; Neal, Stanger, 1983/ отмечают выделение газов (главным образом  $\text{H}_2$  и  $\text{CH}_4$ ) из пустот в ультрабазитах, т.е. присутствие водорода и других восстановленных газов в свободном состоянии - весьма обычное явление для гипербазитов.

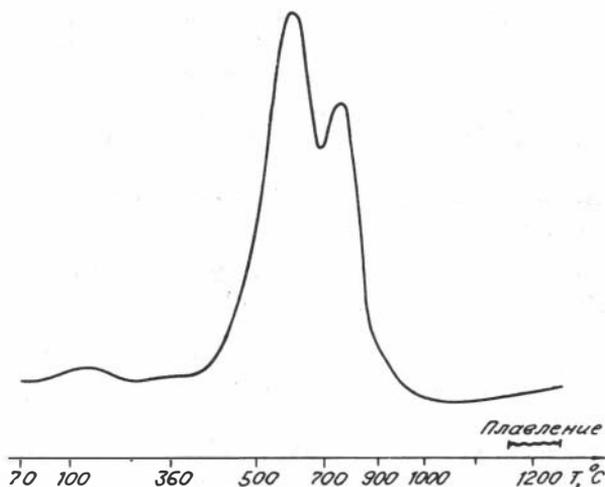
Обзор, приведенный в книге Н.С.Никольского /1987/, показывает, что первичные глубинные флюиды (связанные с магматическими процессами и т.п.) должны иметь существенно водородный состав.

Таким образом, данные по природным газам магматических систем и по свободным газам в ультраосновных породах достаточно убедительно свидетельствуют о значительной роли восстановленных летучих (в первую очередь водорода) при формировании базит-гипербазитовых ассоциаций. Несомненно, этот вывод справедлив и для офиолитовой ассоциации основных и ультраосновных пород.

Приведенные выше факты и соображения позволяют нам говорить: во-первых о том, что газы, выделяющиеся при высокотемпературном нагреве из магматических пород, **несомненно**, несут определенную информацию о составе летучих, существовавших в процессе формирования данных пород; во-вторых, водород, определяемый с помощью высокотемпературной газовой хроматографии, в основном, имеет эндогенное, первичное происхождение. В результате тщательной обработки хроматографических анализов можно получить составы летучих, отражающие первичный флюидный режим, но у нас нет веских оснований полностью идентифицировать их с реально существовавшими газами. Поэтому в работе результаты хроматографических анализов используются главным образом в качестве самостоятельной геохимической характеристики в дополнение к петрохимии и геохимии редких элементов. Только в отдельных случаях (свежее базальтовое стекло и т.п.) количественные характеристики летучих, определенные газовой хроматографией, могут экстраполироваться на исходные магмы. В то же время, с учетом того, что результаты, полученные с помощью высокотемпературной газовой хроматографии, отражают некоторые основные закономерности реальных флюидных режимов процессов формирования пород, особенности распределения летучих в офиолитах рассматриваются и с генетических позиций.

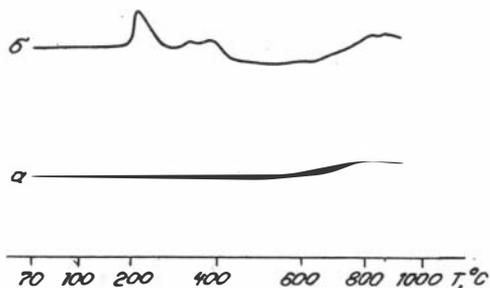
Для более строгого подхода к анализу летучих компонентов в породах офиолитовых ассоциаций проведены предварительные методические работы.

Чтобы выяснить оптимальный верхний температурный предел нагрева образца, на вакуумном декрепитометре ВД-3 исследована кинетика газовыделения из базальта до температуры 1250 °С. Максимальные пики газовыделения наблюдались до 950 °С (рис.7). При более высокой температуре, даже когда происходило плавление образца, газ практически не выделялся. Таким образом, наиболее целесообразно прогревать образцы максимум до 1000 °С и для полного извлечения газа совершенно не обязательно их переплавлять.



Р и с. 7. Кинетика газовыделе-  
ния из базальта.

Следующие опыты позволили установить нижнюю температурную границу. Базальты, переплавленные полностью и закаленные в стекло, сразу же исследовались на декрепитометре (рис.8а). Незначительное газовыделение было зафиксировано, начиная с 650-700 °С. Аналогичное стекло, выдержанное на воздухе 24 ч, дает на декрепитограмме резкие отчетливые пики (рис.8б) при низких температурах (225 и 375-390 °С). Установлена явная сорбция воздуха и воды при комнатной температуре, а выделение сорбированных газов происходит при температурах, близких к 400 °С. Таким образом, у нас есть полное основание утверждать, что в природных образцах газы, выделяющиеся примерно до 400 °С, являются наложенными в результате воздействия низких степеней метаморфизма (вплоть до комнатных условий). Поэтому при обработке результатов хроматографических анализов низкотемпературные газы (до 400 °С) отбрасываются, и в дальнейших построениях используются только высокотемпературные летучие (400-1000 °С). Низкотемпературные газы вычитали из хроматографических анализов и другие исследователи /Балыкин и др., 1983; Никольский, 1987; и др./.



Р и с. 8. Кинетика газовыделения из  
базальтового стекла:

а - опыт со стеклом спустя несколько минут  
после его получения; б - опыт с аналогич-  
ным стеклом, выдержанным на воздухе 24 ч.

Для того чтобы выяснить различия в составе газов, выделяющихся при нагреве мономинеральных фракций и породы в целом, проанализированы отдельно плагиоклазы и темноцветные минералы из габброидов офиолитовой ассоциации Мугоджар. Результаты опытов показали, что составы летучих (в объемных процентах) в плагиоклазах и темноцветных минералах в значительной мере близки, поэтому в работе используются главным образом анализы составов летучих, выделяющихся при нагреве из пород в целом. В то же время везде, где была возможность, отбирались и анализировались мономинеральные фракции.

Воспроизводимость хроматографических анализов проверена на примере стекол бонинитов из островной дуги Тонга (табл.1). Учитывая очень высокую подвижность летучих, необходимо признать хорошую воспроизводимость результатов. Различия в составах незначительны, в большинстве своем не выходящие за пределы точности измерений (около  $\pm 5$  отн.%).

**Таблица 1**

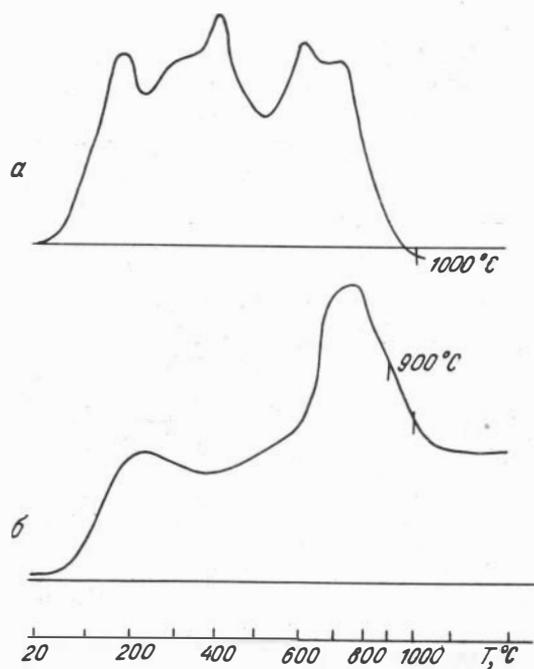
Составы газов в стеклах бонинитов из островной дуги Тонга (обр.16-26/2)

Номер опыта	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Сумма вос.	Сумма
1	1,24	<u>142,38</u>	<u>37,34</u>	<u>9,17</u>	<u>248,64</u>	0,0	437,53	295,15
		32,54	8,53	2,10	56,83			
2	1,10	<u>124,13</u>	<u>46,03</u>	<u>6,95</u>	<u>250,88</u>	0,0	427,99	303,86
		29,00	10,76	1,62	58,62			

Примечание.  $\frac{\text{см}^3}{\text{кг обр.}}$ ; H<sub>2</sub>O - мас.%. Сумма восст. газов (CO+CH<sub>4</sub>+H<sub>2</sub>) и сумма (все газы кроме H<sub>2</sub>O) - в  $\frac{\text{см}^3}{\text{кг обр.}}$ .

При исследовании летучих в магматических стеклах выяснилось, что газы из них выделяются не так как из обычных пород. На рис.9 видно, что из базальта Красного моря (а) все летучие выделились до 1000 °С. В то же время стекло бонинитов Тонга (б) продолжает выделять газ и при температурах около 1200 °С. Специально поставленные опыты с выдержкой стекла при температурах 900 °С в вакуумном декрепитометре позволили выяснить, что практически полностью летучие выделяются из бонинитового стекла за 3 ч. Эксперименты с плавлением стекол (при температурах 1150 °С и выдержках до 3-х часов) в реакторе хроматографа позволили оценить количество летучих, остающихся в стекле после прогрева до 900 °С. Оказалось, что CO, CH<sub>4</sub> и H<sub>2</sub> выделяются полностью из стекла при температурах 900 °С, а часть H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> остается. Были определены примерные коэффициенты пересчета содержания H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>, установленных хроматографическими анализами стекол при температурах 900 °С (выше мы не имеем возможности нагревать стекла чисто по техническим причинам). В зависимости от химического состава стекол и содержания воды в них экспериментально определены следующие значения коэффициентов. Стекла ультраосновных лав -  $K_{\text{H}_2\text{O}} = 1,1$ ;  $K_{\text{CO}_2} = 1,1$ . Стекла

основных лав: а) при  $H_2O_{900^\circ}$  меньше 0,1 %  $K_{H_2O} = +0,1$  %,  $K_{CO_2} = 1,5$ ; б) при  $H_2O_{900^\circ}$  больше 0,1 %, но меньше 1 %  $K_{H_2O} = 1,25$ ,  $K_{CO_2} = 1,5$ ; в) при  $H_2O_{900^\circ}$  больше 1 %  $K_{H_2O} = 1,15$ ,  $K_{CO_2} = 1,3$ . Стекла бонинитов -  $K_{H_2O} = 1,35$ ;  $K_{CO_2} = 1,5$ . Полученные результаты принимались за минимальные оценки воды и  $CO_2$  в магматических стеклах.



Р и с. 9. Кинетика газовой выделения из базальта дна Красного моря (а) и из стекла бонинитов Тонга (б).

В общем использовалась следующая схема анализа летучих компонентов в породах офиолитовых ассоциаций. Образец фракции 0,5-0,25 мм (100 мг) предварительно исследовался на вакуумном декрепитометре ВД-3. Определялась кинетика газовой выделения от 20 до 1000 °С. Устанавливались температурные интервалы наиболее интенсивного газовой выделения. Другая навеска этого же образца (фракция 0,5-0,25 мм, 100 мг) исследовалась на газовом хроматографе. С помощью ступенчатого нагрева определялся состав газов отдельно для каждого пика газовой выделения. Хроматографический анализ проводился на установке, собранной Н.Ю.Осоргиным /1990/. Навеска, помещенная в кварцевую петлеобразную ампулу, продувается в течение 15 мин гелием. Затем ампула с помощью специального крана отключается от системы, помещается в печь с заданной температурой и выдерживается

10 мин. После этого ампула вынимается из печи, с помощью крана подключается к системе, и выделившийся из навески газ анализируется на двух хроматографах ЛХМ-80, соединенных последовательно: на первом определяются  $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $H_2$ ,  $SO_2$ , на втором -  $CO$ ,  $N_2$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$ . В дальнейшем цикл повторяется, анализируется следующий более высокотемпературный пик газовой выделения. В среднем для каждого образца оказывалось необходимым сделать последовательно 2-4 хроматографических анализа.

При обработке полученного первичного цифрового материала критически рассматривался каждый анализ отдельных пиков (интервалов) газовой выделения. Низкотемпературные газы (примерно до 400 °С) не учитывались. Выбраковывались также отдельные высокотемпературные анализы, где можно связать газовой выделение с разложением минералов (в основном карбонатов) и т.п. Оставшиеся высокотемпе-

ратурные газы, по нашему мнению, являющиеся наиболее вероятно близкими к эндогенным сингенетичным летучим, использовались в дальнейших построениях.

\*  
\* \*

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что при изучении петрогенезиса офиолитов использовался комплекс методов, начиная с полевых работ, далее - обработка образцов, анализ химического состава пород и содержаний редких элементов и, наконец, термобарогеохимические исследования. Именно методы термобарогеохимии (термометрия, криометрия, газовая хроматография и др.) позволили с мерой и числом оценить физико-химические условия петрогенезиса офиолитовых ассоциаций и получить во многих случаях значительный объем принципиально новой оригинальной информации.

Проблемы петрогенезиса офиолитов наиболее успешно могут быть решены при всестороннем детальном изучении конкретных эталонных объектов. В качестве таковых были выбраны наиболее известные, имеющие достаточно полные наборы пород офиолитовые ассоциации во внутриконтинентальных складчатых областях (Алтае-Саянская область - офиолиты Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Тувы, Горного Алтая; Монголия - офиолиты хр.Хан-Тайширин) и офиолиты в зоне перехода океан-континент (Чукотка - офиолиты хр.Пекульней; Камчатка - офиолиты о-ва Карагинский, п-ова Камчатский Мыс; Курильские о-ва - о-в Шикотан).

Для сравнительного анализа привлечены материалы по офиолитам Урала (Мугоджары), Средней Азии (Алайский хребет), Малого Кавказа, Кипра (Троодос), Сирии, Тихого океана (хр.Муссау), Срединно-Атлантического хребта (разлом Зеленого Мыса), рифта Красного моря.

Первые офиолитовые ассоциации (эталонные объекты) детально исследовались в поле, и материалы, изложенные в данной главе, основаны главным образом на результатах работ автора. Строение других офиолитов рассматривается преимущественно по литературным данным с привлечением оригинальных материалов, в частности, по офиолитам Мугоджар, Средней Азии и Малого Кавказа, где автор проводил полевые работы. Необходимо подчеркнуть, что основное внимание при полевых исследованиях уделялось изучению дайковых серий как индикаторов геодинамических режимов становления офиолитовых ассоциаций, и во многих случаях комплексы типа "дайка в дайке" были детально рассмотрены впервые (офиолиты Кузнецкого Алатау, Тувы, Чукотки, Камчатки и т.д.).

#### **Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты во внутриконтинентальных складчатых областях**

**Кузнецкий Алатау.** Офиолитовая ассоциация Среднетерсинского массива располагается в осевой части хр.Кузнецкий Алатау, в междуречье Нижней и Средней Терси и Ки.

Состав, строение и возраст офиолитов рассматривались в работах А.Н.Чуракова /1932/, В.К.Монича /1941/, Г.В.Пинуса и др. /1958/, Г.В.Пинуса, Ю.Н.Колесника /1966/, М.П.Кортусова /1967/, А.И.Гончаренко /1969/, О.Г.Коноваловой и Н.А.Прусевич /1977/, А.И.Гончаренко, П.П.Кузнецова, В.А.Симонова, А.И.Чернышова /Офиолитовая ассоциация..., 1982/, В.В.Велинского, М.П.Гора /1983/, В.В.Велинского и др. /1985/.

Нами офиолиты Среднетерсинского массива исследовались в 1973, 1976, 1979, 1988, 1991 годах.

В офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива выделяется несколько комплексов пород: дунит-гарцбургитовый, дунит-верлит-клинопироксенитовый, габброидный, дайковый и эффузивно-осадочные породы. В нижних частях разреза залегают оливин-антигоритовые метаморфиты, выше, через тектонический контакт, породы дунит-гарцбургитового комплекса. Структура дунит-гарцбургитовых тектони-

тов наследуется верлит-клинопироксенитовым полосчатым комплексом, расположенным между перидотитами и габброидами. Породы этого комплекса подверглись деформациям совместно с дунит-гарцбургитовыми тектонитами и габброидами. Интенсивные деформации испытали также дайки габбро-долеритов внутри гипербазитов. Внутренняя часть полукольцевой структуры офиолитов Среднетерсинского массива выполнена главным образом сложной ассоциацией пород дайкового комплекса (мелкозернистое габбро, габбро-долериты, долериты) с небольшими телами гранитоидов и с отдельными участками метаэффузивов и сланцев.

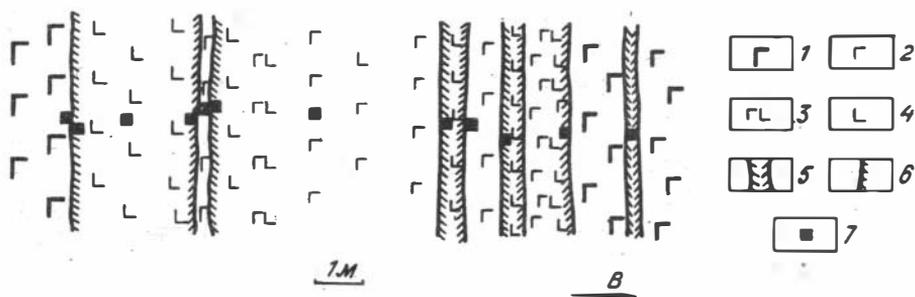
Дуниты и гарцбургиты присутствуют в массиве примерно в равных соотношениях. Гарцбургиты распространены преимущественно в северной части массива, а дуниты - в южной и восточной. Оливин и ортопироксен в дунитах и гарцбургитах постоянно имеют признаки пластических деформаций и рекристаллизации, устанавливаемые для гипербазитов других регионов /Гончаренко, 1976; Nicolas, Poirier, 1976; и др./. Дунит-пегматиты образуют изометричной формы тела размерами до нескольких десятков метров. Наблюдаются постепенные переходы от среднезернистых дунитов к гигантокристаллическим (5-10 см) дунит-пегматитам. В зоне перегиба полукольцевой структуры массива выделяется особый тип гипербазитовых метаморфитов - оливин-антигоритовые породы. Они характеризуются крупнокристаллической структурой, сланцевой текстурой и сложены оливином (в среднем 60-70 %) и антигоритом. Распространенной разновидностью ультраосновных пород являются серпентиниты. Обычно ими выполнены периферические части массива.

Дунит-верлит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс представлен в основном верлитами и клинопироксенитами, реже дунитами и лерцолитами. Верлиты внешне представляют собой породы массивной или тонкополосчатой текстуры, обусловленной струйчатым расположением клинопироксена на фоне основной массы оливина. Среди пироксенитов залегают линзы и различной мощности полосы пироксенит-пегматитов. Крупнокристаллические (размеры индивидов пироксена до 10 см) пегматиты обладают постепенными переходами во вмещающие мелкозернистые пироксениты.

Среди габброидов наиболее распространены полосчатые габбро, которые, судя по субгоризонтальному расположению полос, очень полого (максимум под углом 8-12°) налегают на образования верлит-клинопироксенитового комплекса. Контакты полосчатых габбро с пироксенитами четкие, но очень неровные. Границы габброидов с дайковым комплексом постепенные и часто трудноустанавливаемые. Для габбро характерна гнейсовидно-полосчатая текстура. Сложены они в основном уралитовой роговой обманкой, актинолитом, эпидот-клиноцоизитом, хлоритом, реже присутствует альбит. В полосчатом габбро наблюдаются отдельные участки пироксенитов, а также тела и дайки порфириовидного габбро, мелкозернистого габбро и габбро-долеритов. Габбро-пегматиты по минеральному составу сходны с вмещающими полосчатыми габбро, только размеры кристаллов достигают 10-15 см.

Дайковый комплекс входят породы основного состава (мелкозернистые габбро, габбро-долериты, долериты, долеритовые порфириды). Ранее их объединяли в брекчированные габброиды /Коновалова, Прусевич, 1977/, в диорит-диабазовую ассоциацию /Офиолитовая ассоциация..., 1982/ и в группу габбро-долеритов, габбро-диабазов и т.д. /Велинский, Гора, 1983/. Наши исследования позволили

расшифровать внутреннее строение этого комплекса и установить, что он представляет собой фактически мощную (шириной более 5 км) полосу, сложенную субпараллельными дайковыми телами в основном меридионального простираения и близвертикального расположения. Крупные тела (мощностью несколько десятков метров и прослеживаемые на сотни метров в направлении с юга на север) выполнены мелко-, среднезернистыми габбро и имеют четкие закальные долеритовые контактовые зоны. Эти габброиды пересекаются в том же меридиональном направлении сериями субпараллельных более мелких (мощностью первые метры) даек габбро-долеритов и долеритов (рис.10). Внутри дайковых тел отмечается очень быстрая смена зернистости. Часто видно, что дайка мощностью всего около одного метра, пересекающая более крупное дайковое тело габбро-долеритов, имеет закальные долеритовые зоны вблизи контактов и габброидную структуру в центре. В целом наблюдается определенная зависимость структуры пород от мощности дайковых тел: до 1 м шириной - преимущественно долериты, до 5 м - долерит-порфириды, более 5 м - габброиды.



Р и с. 10. Взаимоотношение даек в дайковом комплексе офиолитов Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) в районе горы Медвежьей:

- 1 - скрины крупнокристаллического габбро; 2 - мелкозернистое дайковое габбро;
- 3 - габбро-долериты; 4 - долериты; 5 - закалочные "базальтовые" дайки; 6 - зоны закалки;
- 7 - точки отбора образцов.

Отдельные дайки пироксеновых порфиритов и долеритов встречаются среди полосчатых габброидов и гипербазитов. Чаще они располагаются вблизи границы полосчатого габбро с дайковым комплексом. Вкрапленники в порфиритах представлены ограненными кристаллами клинопироксена. Основная мелкозернистая масса породы имеет габброидную, чаще долеритовую структуру и сложена клинопироксеном, роговой обманкой, хлоритом и сосюритизированным плагиоклазом.

Эффузивно-осадочные породы представлены кремнисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами с линзами известняков и горизонтами метаэффузивов основного состава, значительно распространенных в породах карбонатно-сланцевой толщи. Микrolитовая структура эффузивов сильно изменена наложенными процессами, на контактах с гипербазитами они превращены в альбит-амфиболовые сланцы.

**Западный Саян.** Впервые о наличии в Куртушибинском хребте Западного Сая-

на гипербазитов и связанной с ними сложной ассоциации горных пород указывается в работе А.Г.Сивова и Г.В.Пинуса /1934/. Позднее данные об этом гипербазитовом поясе обобщены в монографии Г.В.Пинуса и др. /1958/. В последующие годы вопросы, связанные с офиолитами этого хребта и с их асбестоносностью, рассматривались во многих работах /Пинус, Колесник, 1966; Еремеев, Сибилев, 1969; Добрецов, Пономарева, 1976; Гончаренко, 1977; Петрология..., 1977; Гончаренко и др., 1979; Кузнецов, 1980; Сибилев, 1980/.

Автором офиолиты Куртушибинского хребта изучались в 1975, 1983, 1986 годах. В общем в состав офиолитов Куртушибинского хребта входят /Петрология..., 1977; Кузнецов, 1980; Сибилев, 1980/ следующие комплексы пород:

1. Основание разреза слагают слабосерпентинизированные дуниты и гарцбургиты с жилами оливковых энстатитов, вебстеритов и родингитизированных габброидов. Мощность более 3 км.

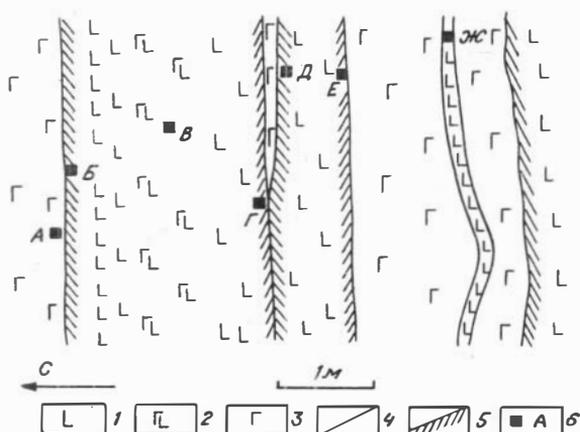
2. Переходный расслоенный серпентинит-верлит-клинопироксенитовый комплекс (0,2-0,3 км). В нижней его части преобладают верлиты, реже троктолиты с участками нижележащих гарцбургитов и дунитов, верхняя имеет габбро-клинопироксенитовый состав.

3. Уралитизированные габбро и габбро-долериты. Мощность 1-1,5 км. В этом комплексе пород среднезернистые габбро слагают резко обособленные тела, имеющие различные переходные образования к крупнокристаллическим габбро-пегматитам, на контакте с которыми пироксениты часто оказываются также гигантокристаллическими (пироксенит-пегматиты). В габбро встречаются мелкие блоки массивных серпентинизированных перидотитов с четкими границами, а также тонкие (до первых десятков сантиметров), беспорядочно ориентированные дайки долеритов. Наблюдаются также горизонты массивных среднезернистых габбро мощностью до 400 м.

4. Дайковый комплекс. Мощность 1,5-2 км. Внутреннее его строение нами исследовалось в верховьях р.Левый Коярд. Здесь серия параллельных даек располагается в мелкозернистом габбро (рис.11). Крупные дайки - прямолинейные,

Р и с. 11. Дайки со скринами габбро. Верховья р.Левый Коярд (Куртушибинский хребет, Западный Саян). Вид сверху:

1 - долериты; 2 - габбро-долериты; 3 - габбро; 4 - границы мелкозернистых закальных даек; 5 - зоны закалки; 6 - точки отбора образцов.



более мелкие - с изгибами. Характерны очень тонкие скрины габбро. Само скриновое габбро резко отличается по внешнему виду от "нижнего" габбро, ассоциирующего с пироксенитами, и иногда имеет собственные зоны закалки, т.е. здесь мы имеем дело с отдельными телами "верхнего" габбро.

5. В составе эффузивно-осадочной толщи офиолитов выделяются порфириды базальтовые, пироксеновые, а также пирокластиты основного состава, присутствуют туфопесчаники, гравелиты, алевролиты и т.п.

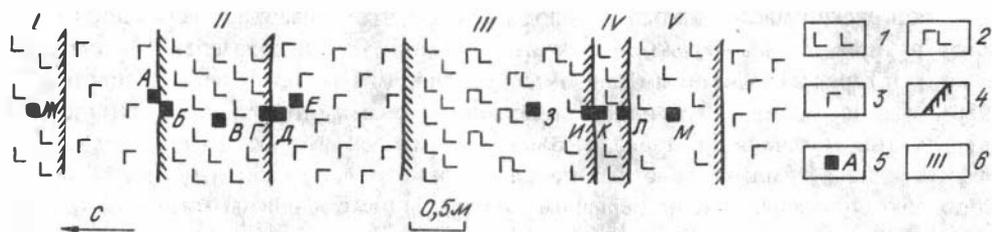
**Западная Тува.** Геологические исследования в районе распространения офиолитов были начаты главным образом в связи с изучением Актотракского месторождения хризотил-асбеста /Татаринов и др., 1932; Татаринов, Еремеев, 1967/. В дальнейших работах рассматриваются гипербазиты и особенности их расположения во вмещающих вулканогенно-осадочных толщах /Пинус и др., 1955, 1958; Еремеев, 1965; Зайков, Зайкова, 1969; Никитчин, Рогов, 1972; Зайков, 1976; Кузнецов, 1980; Гончаренко и др., 1986; Берзин, 1987/. Особенности химического состава гипербазитов и офиолитовых вулканитов изложены в работах В.В.Велинского, Н.С.Вартановой /1980а,б/. Строение офиолитовой ассоциации Западной Тувы затрагивается в работах Н.А.Берзина /1980/, А.А.Меляховецкого, Е.В.Склярова /1985/, А.С.Перфильева и др. /1987/.

Офиолиты Западной Тувы исследовались нами в 1975, 1980, 1983, 1986 годах.

Среди многочисленных тел габбро и гипербазитов незначительных размеров, располагающихся в офиолитовых вулканогенных толщах, выделяются три крупных блока: Актотракский гипербазитовый массив с одноименным месторождением асбеста, Шатский габбро-гипербазитовый и Хопсекский габбровый массивы.

Актотракский массив расположен на левом берегу р.Хемчик около пос.Кызыл-Мажалык, сложен преимущественно серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами) и залегает среди эффузивно-осадочной толщи, в составе которой преобладают основные вулканиты и пирокластиты, с подчиненным количеством известняков, песчаников и сланцев.

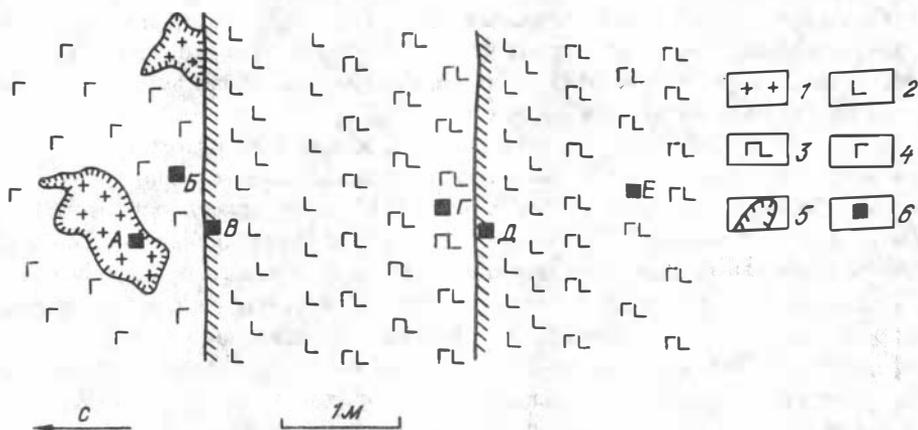
Шатский массив располагается в восточной части урочища Хопсек, около р.Хемчик. В его строении участвуют гипербазиты (серпентиниты, пироксениты и серпентинизированные перидотиты), габброиды, долериты комплекса "дайка в дайке" и вулканиты основного состава. Различные комплексы офиолитовой ассоциации слагают полосы субширотного простирания от гипербазитов на юге до эффузивов на севере. Гипербазиты по своему набору пород (серпентиниты-верлиты-пироксениты) отвечают расслоенному дунит-верлит-клинопироксенитовому комплексу офиолитов. Далее к северу через полосу меланжа гипербазиты сменяются габброидной зоной со сложной структурой. Здесь отдельные участки долеритов и габбро имеют вид обломков неправильной угловатой формы в матрице габбро-долеритов. В целом эта часть разреза габброидов напоминает магматическую брекчию, очень похожую на подобные образования в офиолитах Семайл /Nehlig, 1989/. Далее, также через полосу меланжа, переходим к комплексу с преобладанием крупных даек с невыдержанными направлениями контактов с габбро, который постепенно трансформируется к северу в комплекс "дайка в дайке". Маломощные дайки (0,5-2 м) ориентированы субширотно с падением на юг под углом 60-70° и перемежаются скринами габбро (рис.12). Можно выделить три генерации даек: первые две - долериты, последняя - с габбро-



Р и с. 12. Строение дайкового комплекса. Вид сверху (Шатский массив, Западная Тува):

1 - долериты; 2 - габбро-долериты; 3 - габбро; 4 - зоны закалки; 5 - точки отбора образцов; 6 - порядковые номера даек с севера на юг.

долеритовым центром. Среди пород дайкового комплекса типично проявление небольших (до 1 м) тел гранитоидов. По характеру их взаимоотношений с дайками и скринами габбро (рис.13) выясняется, что гранитоиды связаны с формированием даек и образуются сразу же после них без существенного разрыва во времени. Эффузивы отделены от дайкового комплекса зоной серпентинитового меланжа субширотного простирания мощностью до 500 м. Вулканические породы обычно зеленокаменно изменены и рассланцованы. Только в отдельных случаях видны фрагменты пиллоулав. Среди эффузивов преобладают афировые разности базальтов, в которых наблюдаются прослои базальтовых порфиритов. В единичных случаях в разрезе встречаются небольшие тела (до 3-5 м мощности) кварцевых порфиритов.



Р и с. 13. Взаимоотношения кислых пород с дайками в габбро. Офиолиты горы Шат (Западная Тува). Вид сверху:

1 - кварц-полевошпатовые породы; 2 - долериты; 3 - габбро-долериты; 4 - габброиды; 5 - границы пород с зонами закалки, 6 - точки отбора образцов.

Хопсекский массив основных пород располагается в северной части одноименного урочища на левобережье р.Хемчик. Он занимает водоразделенный участок между руч.Терек и безымянным ключом, протекающим к западу от него /Пинус и др., 1958/. Массив разбит на три блока, разделенных зонами интенсивного тектонического смятия и течения материала. В состав этих зон входят: деформированные эффузивы, тела кварц-карбонатных пород; линзы и полосы серпентинитов. Габбро Хопсекского массива очень неравномерно-зернистое, с гнейсовыми структурами вблизи контактов. Наблюдаются отдельные неправильной формы участки, прослой серпентинитов и перидотитов (верлитов). Широко развиты габбро-пегматиты и ассоциирующие с ними кварц-полевошпатовые жилы /Симонов, 1981/.

В целом три рассматриваемых массива составляют полный набор офиолитовой ассоциации Западной Тувы. Тектонизированные перидотиты представлены гипербазитами Актотраковского массива; расслоенный дунит-верлит-пироксенитовый комплекс находится в массиве горы Шат; "нижнее" габбро с частью расслоенных ультрамафитов слагает Хопсекский массив основных пород; "верхнее" габбро, дайковый комплекс и вулканы характерны для Шатского массива.

**Южная Тува.** Офиолиты этого района (главным образом гипербазиты) в разное время изучались многими исследователями /Пинус и др., 1955, 1958; Еремеев, 1965; Пинус, Колесник, 1966; Никитчин, 1969; Велинский и др., 1978; Гончаренко, 1989; и др./.

По характеру вмещающей обстановки в составе офиолитов Южной Тувы выделяются две группы гипербазитовых массивов. К первой относятся крупные массивы (Агардагский) и серия более мелких тел (Карашатский и др.), располагающиеся среди кремнисто-вулканогенно-терригенных отложений нижнего кембрия, метаморфизованных до уровня фаций зеленых сланцев /Велинский и др., 1978; Гоникберг, 1988/.

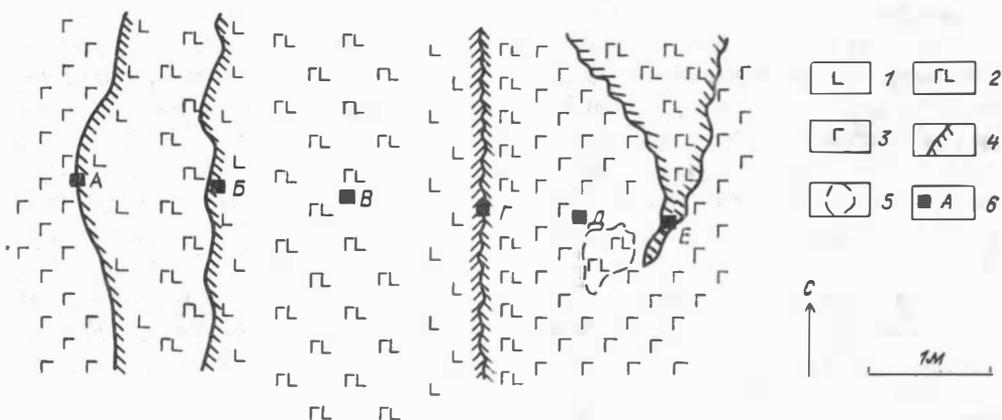
Гипербазиты второй группы локализируются в структурах докембрийского выступа Сангилен. Вмещающие их породы метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой фации и представлены кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, мраморами и гнейсами протерозоя /Лепезин, 1978/.

В 1983, 1986, 1988, 1989 годах автором исследовались Агардагский и Карашатский массивы первой группы и Тарлашкинский, относящийся ко второй.

Агардагский массив, один из самых крупных в Туве (протяженность около 23 км при максимальной ширине 3,2 км), представляет собой круто поставленное плитообразное тело, располагающееся среди метаморфических сланцев с прослоями известняков, кремнистых и терригенных пород /Никитчин, 1969/. Внутреннее строение массива преимущественно составляют: гарцбургиты в центральной части и дуниты - в периферической. Эндоконтактовые зоны и северо-восточная оконечность Агардагского массива сложены серпентинитами, среди которых широко распространены тела клинопироксенитов /Гончаренко, 1989/. Существуют различные мнения по поводу условий формирования ультрабазитов массива. Одни исследователи считали, что Агардагский массив представляет собой интрузию ультраосновной магмы /Пинус и др., 1955, 1958/. Другие рассматривали гипербазиты массива в качестве протрузии /Велинский и др., 1978; Велинский, Варганова, 1980а; Велинский, Банников, 1981; Стулаков, Завьялова, 1986/. В последнее время исследования А.И.Гончаренко /1989/ убедительно доказали, что современные структуры Агардагского массива сформирова-

лись в результате пластических деформаций и течения вещества в твердом состоянии.

Карашатский массив рассматривался учеными в качестве базит-гипербазитового плутона /Пинус и др., 1955; Еремеев, 1965; Волохов и др., 1973/, а также как ассоциация альпинотипных ультрабазитов с интрузией габбро /Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Велинский и др., 1978/. Проведенные исследования позволили установить, что массив горы Кара-Шат сложен из нескольких макрополос северо-восточного простирания мощностью от 200 м до 4 км и протяженностью более 8 км. С севера на юг можно выделить следующие полосы. Зона, захватывающая гору Кара-Шат, выполнена в основном габбро. Далее идет узкая полоса (до 700 м), выклинивающаяся к северо-востоку и выполненная раслоенным дунит(серпентинит)-верлит-клинопироксенитовым комплексом. Южнее габброиды постепенно переходят в сложный комплекс габбро, диоритов, кварцевых диоритов. Здесь мелкозернистые и крупнокристаллические габбро в виде шлиров, участков с резкими контурами располагаются в диоритах, отличимых от габбро часто только по особенностям химического состава. В целом картина напоминает магматическую брекчию - результат воздействия диоритового расплава на габброиды. По химическому составу эти низкокальциевые диориты связаны постепенными переходами с габбро. Дайки близки по особенностям распределения отдельных химических компонентов к габбро и диоритам. Неровные "плавающие" границы даек с зонами закалки, иногда постепенные переходы микрозернистых габбро-долеритов в габбро, наличие зон закалки у габбро - все это свидетельствует о том, что мы имеем дело с корневыми частями даек (рис.14). Формирование подобных структур происходило на фоне высокого теплового режима и в еще достаточно пластичной матрице габбро.



Р и с. 14. Схема дайкового комплекса (вид сверху). Восточный участок офиолитов горы Кара-Шат (Южная Тува):

1 - долериты; 2 - габбро-долериты; 3 - габброиды; 4 - границы даек с зонами закалки; 5 - нерезкие границы; 6 - точки отбора образцов.

Тарлашкинский массив в виде неправильной линзы, вытянутой в субширотном направлении более чем на 10 км и шириной до 3 км, располагается среди пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В его составе преобладают свежие дуниты, гарцбургиты встречены только в западной части /Велинский и др., 1978/. Среди вторичных продуктов изменения ультрабазитов широко развит тальк. Этот массив прорывается рядом даек амфиболизированных габбро, причем устанавливается ориентировка дайковых тел, согласная границам массива.

В общем офиолитовая ассоциация Южной Тувы обладает полным набором пород, представленных в нескольких крупных тектонических блоках. Тектонизированные перидотиты слагают Агардагский массив. Расслоенный комплекс ультрамафитов (дунит-верлит-клинопироксенитовый), сменяющийся габброидами, переходящими далее в диориты и комплекс типа "дайка в дайке" - все это наблюдается в Карашатском массиве. Эффузивно-осадочные толщи офиолитов являются вмещающими для обоих массивов.

**Горный Алтай.** Офиолиты этого района исследуются, начиная с 30-х годов нашего столетия /Кузнецов, 1948; Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Боголепов, Яншин, 1973; Кузнецов, Симонов, 1976; Кузнецов, 1980; Велинский, Банников, 1982; Добрецов и др., 1991, 1992; Кузнецов и др., 1991; и др./. Наиболее детально рассматривалась офиолитовая ассоциация юго-восточной части Горного Алтая в районе Чаган-Узунского гипербазитового массива.

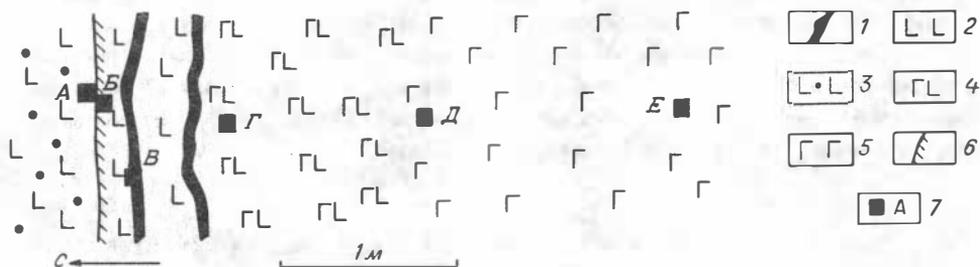
Офиолиты Горного Алтая изучались нами в 1974, 1989, 1990, 1991 годах.

В районе Чаган-Узунского массива можно выделить два типа офиолитов. Это комплекс пород собственно Чаган-Узунского массива (чаган-узунские офиолиты) и ассоциация на правом берегу р.Чуя напротив Чаган-Узунского гипербазитового массива (курайские офиолиты).

В состав чаган-узунских офиолитов входят преимущественно гипербазиты, габброиды и метаморфизованные осадочно-вулканогенные серии; ультрабазиты представлены достаточно свежими гарцбургитами, серпентинизированными перидотитами и дунитами, серпентинитами. В наименее измененных участках гарцбургитов наблюдается полосчатая текстура, создающаяся за счет цепочек кристаллов энстатита, иногда сливающихся в прожилки. Эта полосчатость под углом около 45° падает к юго-востоку, перпендикулярно простиранию контактов массива и большинства даек. Породы дайкового комплекса формируют серию субпараллельных тел в гипербазитах и представлены измененными мелкозернистыми габбро, габбро-долеритами и реже габбро-диоритами. Габброиды испытали значительную переработку и частично преобразованы в родингиты. Среди пород метаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса различаются амфиболиты, гранатовые амфиболиты, актинолитовые сланцы, карбонатные и кремнистые породы.

Курайские офиолиты представлены в основном верхними частями ассоциации. На правобережье Чуи можно наблюдать в непрерывном разрезе, без тектонических срывов, следующую смену пород с юга на север (видимая мощность всего разреза до 2 км). Непосредственно с карбонатно-терригенными отложениями контактируют главным образом пиллоу-лавы (обычно порфиристы) с межподушечными кремнями и яшмами. Далее следуют массивные потоки афировых лав с редкими проявлениями пиллоу-лав и без кремней. За ними наблюдаются дайковые серии долеритов, габбро-

долеритов, "верхних" габбро, тоналитов, кварцевых порфиров. Фрагмент строения дайкового комплекса показан на рис.15. Здесь долеритовые порфириты (1-я генерация) прорываются довольно мощным (около 7 м шириной) телом с прямолинейными контактами дайкового "верхнего" габбро (2-я генерация), которое в свою очередь рассекается параллельно границам серией мелких закалочных "базальтовых" даек (3-я генерация). В крупной дайке отчетливо наблюдаются постепенные переходы от закалочных базальтоидов вблизи границы через долериты, габбро-долериты к породам с габброидной структурой.

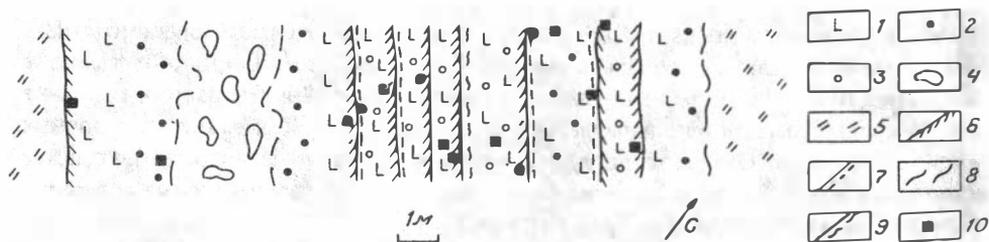


Р и с. 15. Взаимоотношение даек в курайских офиолитах (Горный Алтай):

1 - закалочные "базальтовые" дайки; 2 - долериты; 3 - долеритовые порфириты; 4 - габбро-долериты; 5 - габброиды; 6 - граница с зоной закалки; 7 - точки отбора образцов.

В составе курайских офиолитов нами были найдены и исследованы породы, по всем характеристикам очень близкие к бонинитам современных островодужных систем западной части Тихого океана. Внешне - это пироксеновые порфириты. Подушечные лавы и дайки бонинитов (рис.16) располагаются в верхней части эффузивной толщи около контакта с осадочными образованиями. Они чередуются с пиллоу- и массивными афировыми лавами базальтов и андезито-базальтов. Порфировые вкрапленники размером до 3-15 мм занимают от 15 до 40 % объема бонинитов. Формы вкрапленников близки к изометричным многогранникам (прямоугольные, шести- и восьмигранные) и соответствуют различным по направлению срезам кристаллов клинопироксенов. Часто наблюдается двойникование. Пироксены вкрапленников в различной степени, часто полностью, замещены амфиболами актинолитового ряда. Свежий клинопироксен наблюдается в центре кристаллов, как бы в амфиболовом футляре. Основная масса породы сложена актинолитовой роговой обманкой, кварцем, хлоритом и эпидот-клиноцоизитом. Преобладают актинолитовые псевдоморфозы по клинопироксену. В общем по структуре и минеральному составу рассматриваемые бониниты Горного Алтая очень похожи на пироксеновые порфириты из бонинитовой серии офиолитов Восточного Саяна /Добрецов и др., 1985/.

**Хребет Хан-Тайширин (Монголия).** Первые данные о комплексах пород, входящих в состав офиолитов хр.Хан-Тайширин, получены в 1959 г. К.С.Диваковым, И.И.Волчком и Ю.А.Кудрявцевым /Леснов, 1982/. В последующем геология этого района изучалась Н.Г.Марковой /1975/, Л.П.Зоненшайном /1977/, Л.П.Зоненшайном, М.И.Кузьминым /1978/.



Р и с. 16. Комплекс параллельных даек типа "дайка в дайке" с бонинитами. Курайские офиолиты. Составлен совместно с С.А.Куренковым:

1 - долериты; 2 - бонинитовая серия; 3 - долеритовые порфирыты с плагиоклазовыми вкрапленниками; 4 - осыпь; 5 - задерновка; 6 - границы с четкими зонами закалки; 7 - границы с уменьшением кристалличности, но без четких зон закалки; 8 - ориентировочные границы; 9 - зоны трещиноватости по границе; 10 - точки отбора образцов.

Восточная часть офиолитовой ассоциации хр.Хан-Тайширин с 1973 г. выделена и исследовалась в качестве самостоятельного Наранского плутона /Агафонов и др., 1978; Пинус и др., 1979а,б, 1984; Леснов, 1979, 1981, 1982/. Преимущественно западная часть ассоциации под названием хантайширинского офиолитового комплекса рассматривается тектонистами и геохимиками как стратифицированное образование, представляющее собой остатки древней океанической коры /Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Кузьмин, Конусова, 1982; Зоненшайн и др., 1985; Кузьмин, 1985/.

Автором в 1987 г. проведены исследования Наранского массива на востоке хр.Хан-Тайширин и отдельных участков хантайширинского комплекса - на западе.

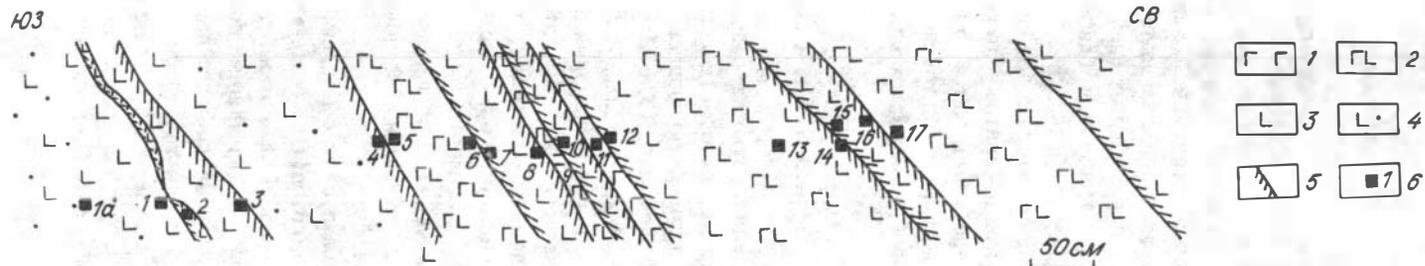
В составе офиолитовой ассоциации можно выделить несколько комплексов пород: тектонизированные гипербазиты, расслоенный ультрамафитовый комплекс, габбро, дайковая серия и эффузивы.

Тектонизированные гипербазиты, наиболее развитые в Наранском массиве, представлены в основном гарцбургитами с подчиненным количеством лерцолитов. В центральной части массива присутствуют также дуниты. В целом пластина ультрабазитов длиной около 28 км и мощностью до 5 км падает на юг под углом около 50° и подстилается горизонтом интенсивно деформированных серпентинитов с блоками массивных ультрабазитов и дайковых пород, т.е. фактически здесь мы имеем в основании тела ультрабазитов полосу серпентинитового меланжа. К югу гипербазиты резко сменяются расслоенным комплексом, причем иногда сразу же после тектонизированных гипербазитов идет полоса габбро. Обычно мы имеем сложные взаимопереходы с неправильными линзо- и жилообразными телами пироксенитов в ультрабазитах. Далее наблюдается чередование полос пироксенитов и различных габбро (лейко- и меланократовых). Полосы ориентированы в одном направлении, прямолинейны и субвертикальны. Границы между породами и разновидностями четкие, хорошо прослеживаемые в коренных обнажениях на десятки метров. Зона массивного габбро сменяет расслоенный комплекс и узкой полосой (до 400 м) прослеживается более 15 км вдоль Наранского массива. Габбро постепенно переходит в дайковый комплекс: сначала появляются отдельные



Р и с. 17. Комплекс параллельных даек типа "дайка в дайке". Наранский массив (хр. Хан-Тайшин, Монголия):

1 - скрины крупнокристаллического габбро; 2 - мелкозернистое дайковое габбро; 3 - габбро-долериты; 4 - долериты; 5 - порфириты; 6 - зоны закалки; 7 - точки отбора образцов.



Р и с. 18. Комплекс параллельных даек типа "дайка в дайке". Офиолиты Хантайшир (хр. Хан-Тайшин, Монголия):

1 - мелкозернистое габбро; 2 - габбро-долериты; 3 - долериты; 4 - порфириты; 5 - зоны закалки; 6 - точки отбора образцов.

разноориентированные дайки в деформированном неравномернозернистом габбро, далее к югу идет полоса четко выраженных прямолинейных даек со скринами габбро, которая сменяется комплексом "дайка в дайке" с редкими маломощными скринами габбро (рис.17). Здесь можно выделить три генерации: крупные габбро-долеритовые дайки с микрогаббровой структурой прорываются дайками с центральными габбро-долеритовыми зонами и последними проникают маломощные (до 0,5 м) долеритовые дайки. На самом юго-востоке Наранского массива дайковый комплекс перекрывается пиллоу-лавами с отдельными дайками.

В целом исследования Наранского массива показали, что мы имеем дело с уникальной офиолитовой ассоциацией, характеризующейся непрерывным ненарушенным полным разрезом пород, слабо затронутых вторичными процессами.

Исследования параллельных даек хантайширского комплекса (около развалин Хан-Тайширин-Хурэ) показали, что дайки (рис.18) в отличие от даек Нарана и даек в логу Цубагин-Гол /Кузьмин, 1985, рис.38/, наклонены в значительной степени (до 45° к северо-востоку). Здесь отсутствуют скрины интрузивного габбро. Мелкозернистое габбро между дайками долеритов - это участки более крупных дайковых тел с зонами закалки. В целом здесь выделяется три генерации: мелкозернистые габбро, габбро-долериты прорываются долеритовыми порфиритами, последними формируются неправильные жилообразные маломощные дайки.

### **Офиолиты в зоне перехода океан-континент**

**Хребет Пекульней** (Чукотка) расположен в междуречье Белая - Танюер, левых притоков р.Анадырь. Сложность геологического строения хр.Пекульней отмечалась всеми исследователями /Кайгородцев, 1961; Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Александров, 1978; Некрасов, 1978; Марков, Некрасов, 1979; Паланджян и др., 1982; Тильман и др., 1982; Марков и др., 1982; Перцев, 1987; Жуланова, Перцев, 1987, 1988; Жуланова, 1990/, однако общепринятой точки зрения на характер структуры и историю геологического развития этого объекта практически нет. С учетом предшествующих данных материалы, полученные нами в процессе полевых работ 1983-1984 гг., позволили установить следующее.

Офиолиты хр.Пекульней в виде узкой зоны (до 15 км шириной) непрерывно протягиваются более 80 км. В их составе: габбро-гипербазитовые расслоенные серии, дайковый комплекс, эффузивно-осадочные образования, комплекс гранитоидных пород и пикритовая серия.

Габбро-гипербазитовые серии офиолитов хр.Пекульней сформированы двумя комплексами пород, которые на современном этапе пространственно разобщены, но по имеющимся данным /Паланджян и др., 1982; и др./ генетически связаны. В одних случаях преобладают ультраосновные породы, и мы имеем дело с дунит-пироксенит-габбровым комплексом. В наиболее крупном массиве, сложенном этими породами (Пекульнейский, в верховьях р.Северный Пекульнейвеем), наблюдаются чередования и постепенные переходы от дунитов через верлиты к клинопироксенитам, затем к габброидам. В других случаях преобладают расслоенные габброиды с подчиненным количеством гипербазитов. Они слагают наиболее крупные массивы на правом берегу

р.Северный Пекульнейвеем севернее устья р.Кривая и на севере хребта в районе рек Правая Бычья, Куйвивием и оз.Пекульнейгытгин. Здесь наблюдается послыжное расположение плагиоклазовых перидотитов, троктолитов, габбро-норитов, габбро. Комплекс параллельных даек прослеживается узкой (до 5 км) полосой в верховьях р.Куйвивием и далее к северу. Состав даек разнообразен - от типичных долеритов до кварцевых плагиогранит-порфиоров. Эффузивно-осадочные образования сложены кремнисто-вулканогенными толщами, представленными туфами, туфобрекчиями среднего и основного состава, базальтовыми лавами, туфогенными и кремнистыми породами. Значительно распространены зеленые сланцы, образованные по эффузивам. Гранитоидные породы приурочены к западной границе полосы офиолитов. Они формируют как отдельные массивы, так и пластовые тела и дайки в кремнисто-карбонатной толще. По составу варьируют от диоритов к плагиогранитам. Пикритовый комплекс, впервые выделенный С.С.Зиминим и др. /1979/, протягивается в северном направлении узкой полосой вблизи центральной части выходов офиолитов от р.Северный Пекульнейвеем до участка немного севернее р.Правая Бычья. В состав ультраосновных пород входят туфы, лавы и брекчии пикритов, а также пикритовые дайки и силлы. Ультраосновные вулканы тесно пространственно связаны с базальтами кремнисто-вулканогенной толщи.

Взаимоотношения между комплексами пород и внутренняя структура самих комплексов детально нами исследовались в северной части хр.Пекульней в районе рек Правая Бычья, Куйвивием и оз.Пекульнейгытгин. Здесь на довольно небольшом участке сосредоточены расслоенные габброиды, дайковый комплекс, эффузивно-осадочные породы, гранитоиды, пикриты.

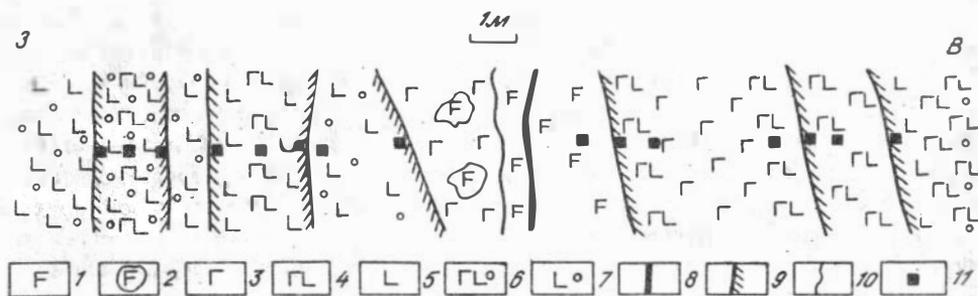
Гипербазиты расслоенной серии образуют отдельные меланократовые полосы мощностью до первых метров и более среди расслоенных габброидов. Они имеют постепенные переходы в оливиновые габбро, габбро-нориты и троктолиты. Плагиоклазовые перидотиты содержат около 10-15 % плагиоклаза. Наиболее мощные прослои сложены гарцбургитами.

Среди габброидов можно выделить три основные группы пород: расслоенную серию, уралитизированные и амфиболовые габбро. Расслоенную серию формируют породы, в состав которых входят четыре основных минерала: оливин, ромбический и моноклинный пироксен, плагиоклаз. В зависимости от содержания того или иного минерала наблюдаются троктолиты, оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты, габбро, габбро-анортозиты. Амфиболовые габбро, габбро-нориты и нориты содержат роговую обманку. В массиве разновидности габброидов формируют отдельные мелано- и лейкократовые полосы, слои под углом 25-40°, падающие на север и северо-восток. Уралитизированные габбро приурочены в основном к восточной части зоны офиолитов, где наблюдается наиболее интенсивное развитие даек. Габбро состоит из зеленой роговой обманки с реликтами клинопироксена и измененного в различной степени, иногда довольно свежего плагиоклаза. Часто присутствуют эпидот, хлорит, кварц. В группу амфиболовых габбро входят породы со свежим полевым шпатом и первичной роговой обманкой. Они формируют довольно крупные (сотни метров и более) тела, прорывающие расслоенную серию и комплекс уралитизированного габбро. По минеральному составу изменяются от амфибол-полевошпатовых пород, через кварцсодержащие амфиболовые габбро и амфиболовые

габбро-диориты со слюдой и кварцем, к биотит-роговообманковым кварцевым диоритам и, возможно, далее к плагиогранитам.

**Д а й к о в ы й к о м п л е к с.** Дайки в нем располагаются субпараллельно и ориентированы практически в одном северо-северо-восточном направлении, совпадающем с простираем границ основных структурных элементов офиолитовой ассоциации. Положение даек в большинстве случаев субвертикальное, состав их довольно многообразен и изменяется от типичных долеритов до кварцевых порфиров. Среди даек, преимущественно основного состава, наблюдается такая последовательность: дайки афанитовых базальтов - дайки с закалочными афанитовыми зонами и мелкозернистым долеритовым центром - преимущественно долеритовые дайки. Далее дайки долеритов сменяются набором пород: габбро-долеритовые порфириты - габбро-долериты - мелкозернистые габброиды; либо другим: долеритовые порфириты - полевошпатовые порфириты - полевошпатовые порфириты с кварцем. Последние приближаются по своему минеральному составу к кварц-полевошпатовым порфирам из другой серии даек - преимущественно кислого состава, но непосредственных переходов между ними не наблюдается. Среди набора кислых даек можно выделить разновидности: мелкозернистые кварц-полевошпатовые дайки и риолит-порфиры - кварц-полевошпатовые порфиры - кварцевые порфиры - плагиогранит-порфиры.

Дайки разнообразного состава прорывают друг друга и вместе со скринами вмещающих габброидов образуют очень сложный комплекс. Фрагмент строения комплекса параллельных даек типа "дайка в дайке" в матрице уралитизированного габбро показан на рис.19. Здесь можно выделить пять последовательно сменяющихся генераций даек: мелкозернистые габбро, габбро-долериты - габбро-долериты - габбро-долеритовые порфириты - габбро-долериты, габбро-долеритовые порфириты - мелкозернистые закальные базальтовые дайки. В целом в результате дешифрирования и тщательного изучения каждой дайки на практически непрерывном разрезе длиной более 1,5 км по руч.Светлому удалось установить последовательность формирования



Р и с. 19. Комплекс параллельных даек типа "дайка в дайке" в уралитизированном габбро (участок по руч.Светлому; хр. Пекульней, Чукотка):

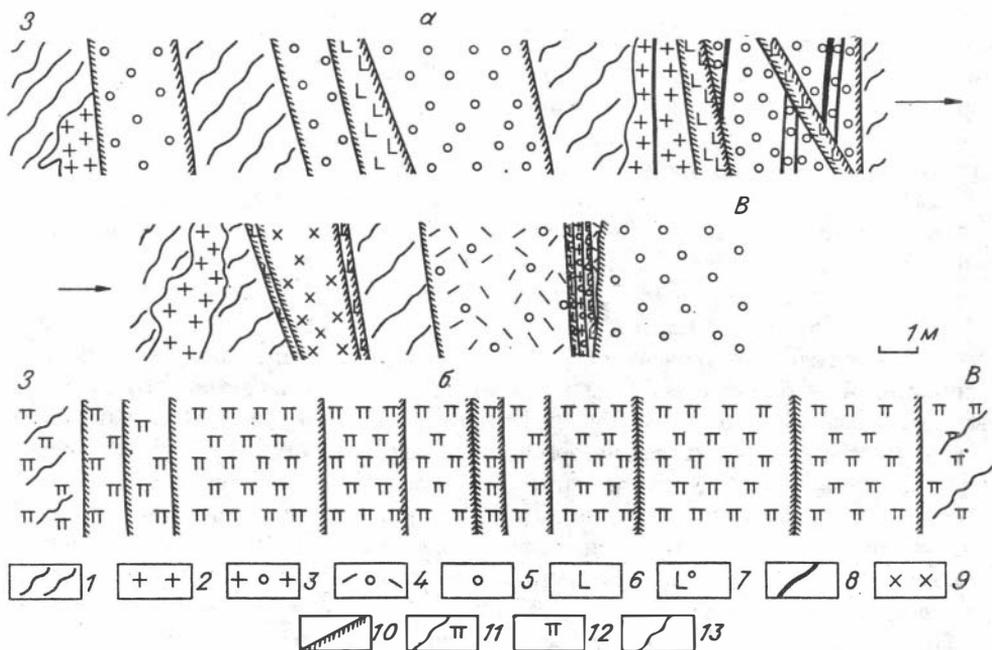
- 1 - скрины уралитизированного габбро; 2 - участки, тела уралитизированного габбро в мелкозернистом габбро; 3 - мелкозернистые габбро; 4 - габбро-долериты; 5 - долериты; 6 - габбро-долеритовые порфириты; 7 - долеритовые порфириты; 8 - микрозернистые закалочные дайки; 9 - границы даек с зонами закалки; 10 - неровные границы; 11 - точки отбора образцов.

даек. Первыми кристаллизовались габбро-долериты, затем они были прорваны серией даек: габбро-долериты - габбро-долеритовые порфириды - долеритовые порфириды. Третья генерация представлена габбро-долеритовыми порфиридами. Следующими образовались полевошпатовые порфириды, которых затем сменили дайки афани-товых базальтов и долеритов. Последними формировались кислые дайки - мелкозернистые кварц-полевошпатовые порфиры и риолит-порфиры.

Эффузивно-осадочные образования представлены в данном районе песчаниками, алевролитами, измененными туфами, лавами, лавобрекчиями основного состава. Широко развиты прослои кремней и яшмоидов. Все эффузивы очень сильно преобразованы, окремнены и окварцованы.

Комплекс гранитоидных пород. Намечается некоторая предпочтительная приуроченность кислых пород к западному ограничению офиолитовой ассоциации, а также к зоне перехода уралитизированного габбро к расслоенной серии. Наблюдается значительное разнообразие гранитоидных пород по составу и форме тел. Наиболее интересна серия параллельных даек кислого состава типа "дайка в дайке". В состав этого комплекса, располагающегося в матрице измененных вулканогенно-кремнистых образований, входит ряд разновидностей кислых пород и в незначительной степени присутствуют дайки основного состава (рис.20а). В результате анализа взаимоотношений даек можно выделить пять последовательно сменяющихся генераций: 1) розовые граниты; 2) кварцевые порфиры, риолит-порфиры с измененной основной мелкозернистой массой; 3) кварцевые плагиогранит-порфиры; 4) афани-товые базальты, долериты, долеритовые порфириды; 5) лейкократовые кварцевые диориты и несколько более поздние розовые гранит-порфиры.

Породы пикритового комплекса образуют полосу шириной до 2,5 км, тяготеющую преимущественно к западной границе офиолитов. Внутренняя структура толщи пикритов была исследована в разрезе по р.Правая Бычья. Восточная часть (от контакта с зелеными сланцами) выполнена в основном потоками лав с участками, прослоями брекчий, гиалокластитов. Далее к западу среди лав появляются отдельные вертикальные дайки, количество которых увеличивается, и ближе к западному контакту наблюдается уже комплекс параллельных даек пикритов типа "дайка в дайке" (см. рис.20б). Детальные исследования показали, что дайки пикритов мощностью до 4-5 м, принадлежат, по крайней мере, к трем генерациям. Лавы пикритов в районе р.Правая Бычья наблюдаются в своем первичном ненарушенном залегании. Это массивные, часто расслоенные потоки мощностью в первые метры, налегающие друг на друга, наклоненные под углом 30-40°. Отчетливо видны следы течения на поверхности потоков. Иногда встречаются подушки пикритов. Пикриты формируют также отдельные довольно крупные (до нескольких сот метров) тела удлиненной формы. Породы довольно свежие, содержат вкрапленники оливина, располагающиеся в матрице, часто обладающей структурами "спинифекс". В целом к особенностям пикритового комплекса можно отнести следующие: 1. Ненарушенное расположение наклонных потоков лав и вертикальных даек не подтверждает наличия в данном районе выделенного ранее меланжа /Марков, Некрасов, 1979; Паланджян и др., 1982/. 2. Установлен комплекс параллельных пикритовых даек типа "дайка в дайке", что свидетельствует о формировании пикритовых серий в условиях спрединга.



Р и с. 20. Комплекс параллельных даек в районе р.Правая Бычья (хр.Пекульней, Чукотка):

**а - комплекс кислых даек:** 1 - измененные вулканогенно-кремнистые породы (матрица); 2 - розовые граниты; 3 - розовые гранит-порфиры; 4 - измененные кварцевые порфиры, риолит-порфиры с мелкозернистой основной массой; 5 - кварцевые плагиогранит-порфиры; 6 - долериты; 7 - долеритовые порфириты; 8 - афанитовые долериты; 9 - лейкократовые кварцевые диориты; 10 - границы даек, имеющие зоны закалки. **б - комплекс пикритовых даек:** 11 - серпентинизированные массивные пикритовые лавы; 12 - дайки пикритов; 13 - границы без признаков закалки.

3. Тесная ассоциация пикритов с базальтами офиолитовой кремнисто-вулканогенной толщи, отмечаемая и ранее /Зимин и др., 1979, 1983/, говорит о несомненной связи ультраосновного вулканизма с магматическими процессами формирования офиолитовой ассоциации хр.Пекульней.

**Остров Карагинский** (Восточная Камчатка). Офиолиты слагают осевую часть острова, узкой полосой прослеживаясь от горы Шапочка на юге до мыса Голенищева на севере. Породы, входящие в состав офиолитов о-ва Карагинский, изучались ранее в отдельности как самостоятельные геологические объекты /Луцкина, 1968; Долматов и др., 1969; Долматов, 1972; Велинский, 1979/. В последнее время они рассматриваются как взаимосвязанные части единой офиолитовой ассоциации /Кравченко-Бережной, Чехович, 1985; Чехович и др., 1987; и др./.

В 1985 г. нами исследовалась южная часть офиолитовой ассоциации.

В составе офиолитов можно выделить ультрабазиты, габброиды, дайки и эффузивно-кремнистые образований.

Массив гипербазитов протягивается в северо-восточном направлении полосой мощностью 1-4 км и сложен в основном серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, реже встречаются лерцолиты и верлиты /Велинский, 1979/. В целом дуниты приурочены к нижним частям массива, а перидотиты - к верхним. Широко распространены жилы, полосы пироксенитов, которые, иногда перемежаясь с дунитами, верлитами и реже габбро, формируют участки расслоенного дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, детально изученного нами в районе восточнее горы Острой.

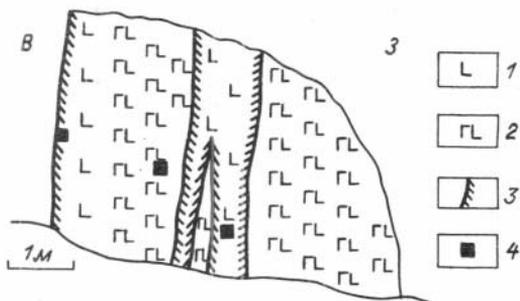
Большую роль играют серпентиниты, часто интенсивно деформированные, переходящие практически в серпентинитовый меланж с глыбами, блоками гипербазитов, габбро и дайковых пород.

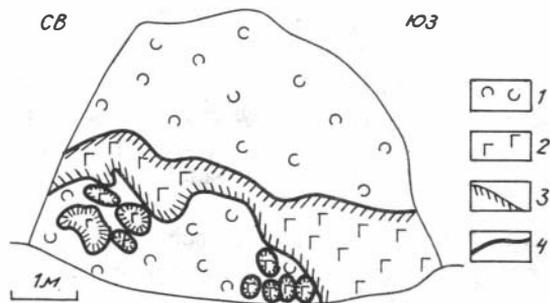
Среди габброидов различают два типа. Первый - это средне- и крупнозернистое габбро, массивное, часто полосчатое с чередованием лейкократовых, меланократовых и фактически пироксенитовых разностей, образует довольно крупные тела, по составу часто переходящие в расслоенный ультрамафитовый комплекс. Второй - мелкозернистые габбро, которые формируют небольшие тела, размерами обычно в десятки метров, имеют переходы в габбро-долериты и долериты уже дайкового комплекса.

Форма габброидных, габбро-долеритовых тел в дайковом комплексе сильно зависит от характера субстрата внедрения. В достаточно жестких породах (обычно это габброиды) мы имеем типичные комплексы типа "дайка в дайке". В районе горы Острой можно наблюдать мощные прямолинейные дайки габбро-долеритов, прорванные параллельными долеритовыми дайками (рис.21). Если же расплавы внедряются в такие пластичные породы, как серпентиниты, то получаются тела округлой, неправильной, жлообразной формы (рис.22). Мелкозернистые габбро формируют жилы с раздувами до нескольких метров мощностью, с закалочными микрозернистыми эндоконтактами и с оторочками черных термально измененных "ороговикованных" серпентинитов. На рис.22 видны как бы "ксенолиты" габброидов в серпентинитах, но это срезы более мелких жил-апофиз крупного тела, с зонами закалки и окантовками серпентинитовых "роговиков". В последующих тектонических процессах серпентиниты с телами мелкозернистых габброидов легко превращаются в серпентинитовый меланж.

Р и с. 21. Комплекс параллельных даек типа "дайка в дайке". Скала на склоне горы Острой (о-в Карагинский, Восточная Камчатка):

1 - долериты; 2 - габбро-долериты; 3 - границы даек с зонами закалки; 4 - точки отбора образцов.





Р и с. 22. Скальное обнажение серпентинитов с жилами габброидов (район горы Острой; о-в Карагинский, Восточная Камчатка):

- 1 - серпентиниты; 2 - мелкозернистое габбро; 3 - зоны закалки в габбро; 4 - оторочки черных "ороговикованных" серпентинитов.

Среди мелкозернистых дайковых габброидов встречаются небольшие интрузивные тела гранитоидов, состав которых варьирует от кварцевых долеритов до плагиогранитов.

Эффузивную толщу слагают базальты, базальтовые порфириды, различные туфы, реже андезитовые порфириды и кремнистые породы. Отмечаются также пикритовидные разности /Кравченко-Бережной, 1986; данные Е.Г.Сидорова и наши исследования/.

Метаморфические сланцы чередуются с базальтами, яшмами, туфами и имеют с ними взаимные переходы. В основном они приурочены к восточному флангу офиолитов, где наблюдается переслаивание сланцев с силлами габброидов, габбро-долеритов мощностью от 0,5 до 10 м.

**Полуостров Камчатский Мыс** (Восточная Камчатка). Офиолиты здесь изучались довольно большой группой исследователей /Луцкина, 1968; Долматов, Хотин, 1969; Марков и др., 1972; Хотин, 1976; Велинский, 1979; Высоцкий, 1983, 1985, 1989; Бехтольд и др., 1986; Пейве, Казимиров, 1986; Петрология и геохимия ..., 1987; Очерки..., 1987; Пейве, 1987; Шульдинер и др., 1987/. Одни авторы рассматривали габброидные массивы Камчатского Мыса в качестве полигенных плутонов, прорывающих позднемиоценовые вулканогенно-кремнистые отложения /Луцкина, 1968; Долматов, Хотин, 1969/; другие-представляли офиолиты как меланократовый фундамент меловой геосинклинали /Марков и др., 1972; Марков, 1975; Тектоника..., 1980/.

В целом офиолитовая ассоциация Камчатского Мыса состоит из трех комплексов: Солдатский лерцолит-гарцбургитовый массив, Оленегорский габброидный массив и эффузивно-осадочные породы африканской серии. Взаимоотношения между комплексами сложные, контакты в основном тектонические, но детальное исследование последних лет позволило установить взаимосвязь ультрабазитов Солдатского и габброидов Оленегорского массивов /Высоцкий, 1985; Бехтольд и др., 1986; Шульдинер и др., 1987/, а также эффузивов африканской серии /Высоцкий, 1985; Шульдинер и др., 1987; Очерки..., 1987/. Все это дает основание объединить гипербазиты, габброиды, дайки долеритов и базальты в единую офиолитовую ассоциацию.

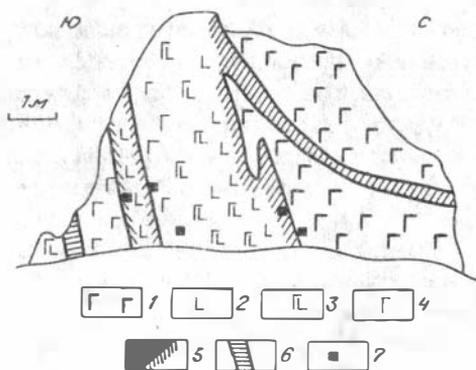
Солдатский гипербазитовый массив расположен в центральной части п-ова Камчатский Мыс, в верховьях р.Белая. В его строении участвуют дуниты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты и пироксениты. Типоморфной породой являются гарцбургиты /Велинский, 1979/. Дуниты преимущественно развиты в северной части массива, где они образуют различной мощности полосы среди гарцбургитов и лерцолитов.

Переходы между разновидностями пород как постепенные, так и резкие. Степень серпентинизации пород резко возрастает к контактам, которые повсеместно тектонические. Вмещающие породы брекчированы, смяты в складки различной величины, иногда превращены в милониты.

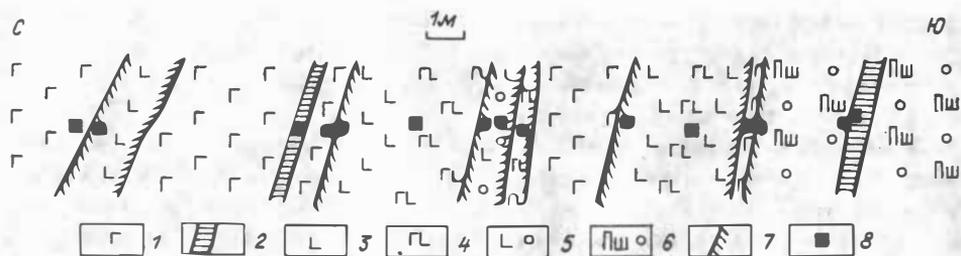
Оленегорский массив исследовался нами во время полевого сезона 1986 г. Он формирует протяженную полосу длиной около 19 км и шириной 4,5-5 км на южной оконечности п-ова Камчатский Мыс. В составе массива различаются оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро, габбро-пегматиты. Крупнокристаллические габброиды прорываются мелкозернистыми габбро, габбро-долеритами и долеритами. По внешнему облику габброиды можно разделить на "нижнее" габбро (массивное равномернозернистое или расслоенное, с чередованием полос от анортозитов до практически плагиоклазовых перидотитов) и "верхнее" (очень неравномернозернистое, деформированное, в значительно большей степени измененное, часто прорываемое габбро-долеритами и комплексом параллельных долеритовых даек). Взаимоотношения крупнокристаллических габброидов с мелкокристаллическими габбро, габбро-долеритами, долеритами можно проиллюстрировать на примере обнажения на берегу Камчатского залива (рис.23). Зарисовка этого обнажения приведена в работе А.Ф.Бехтольда и др. /1986, рис.2/, а фотография этой же скалы - в работе М.С.Маркова /1975, рис.31/. Здесь массивные средне-крупнокристаллические габброиды прорываются мощной дайкой (ширина более 5 м) зонального строения. Эндоконтакты выполнены мелкозернистыми закальными "базальтами". Ближе к центру растет крупность зерна - долериты сменяются габбро-долеритами и мелкозернистыми габбро. От основного тела дайки отходят по оперяющим трещинам мелкие закальные "базальтовые" дайки-апофизы. Мощная дайка в свою очередь рассекается двумя параллельными дайками долеритов, т.е. здесь мы имеем в принципе комплекс типа "дайка в дайке" с двумя генерациями даек.

Р и с. 23. Взаимоотношение габброидов, мелкозернистых габбро и долеритов. Зарисовка скального обнажения на берегу Камчатского залива между устьями рек Стремительная и Водопадная (п-ов Камчатский Мыс, Восточная Камчатка):

1 - средне-крупнокристаллические габбро;  
 2 - долериты; 3 - габбро-долериты; 4 - мелкозернистые габбро;  
 5 - границы с зонами закалки; 6 - закаленные мелкозернистые "базальтовые" дайки; 7 - места отбора образцов.



Комплекс параллельных даек образует дайковые поля внутри габброидного массива. В устье р.Стремительная удалось детально рассмотреть особенности строения дайкового комплекса (рис.24). Здесь на расстоянии около 25 м зафиксирована серия параллельных даек, прорывающих габбро. Скрины габбро мощностью от 10 см до 5 м имеют ровные плоскопараллельные границы. Мощность даек изменяется от 0,3 до 5 м и более. Залегание крутое - угол падения от 60 до 80°. Простираание даек преимущест-



Р и с. 24. Комплекс параллельных даек в массиве габбро в устье р.Стремительная (п-ов Камчатский Мыс, Восточная Камчатка):

1 - габбро; 2 - микрозернистые закалочные дайки; 3 - долериты; 4 - габбро-долериты; 5 - долериты с вкрапленниками плагиоклазов; 6 - полевошпатовые порфириты; 7 - контакты даек с зонами закалки; 8 - точки отбора образцов.

венно северо-западное. По особенностям взаимоотношений можно выделить три генерации даек. Первыми прорывали габбро дайки долеритов, габбро-долеритов. Ко второй генерации относятся дайки порфиритов, полевошпатовых и долеритовых. Завершают серию закалочные микрозернистые "базальтовые" дайки.

**Остров Шикотан (Курильская дуга)** располагается в южной части Курильской островной дуги и входит в состав Малой Курильской гряды. Характерная черта островов Малой гряды, в отличие от Большой Курильской гряды, - отсутствие следов четвертичного вулканизма.

В общей структуре единой системы островная дуга - желоб, как это устанавливается в целом для островных дуг /Зоненшайн, Савостин, 1979; Белоусов, 1982/, внешняя Малая Курильская гряда является приподнятым краем уступа верхней террасы, выведенной выше уровня моря на приостровном склоне глубоководного желоба, и представляет собой фактически фундамент, на котором заложена внутренняя, вулканическая островная дуга Большой Курильской гряды.

Остров Шикотан, наиболее крупный в составе островов Малой Курильской гряды, исследовался нами в 1982 г. Сложен он в основном верхнемеловыми магматическими и осадочными образованиями, структуру его формируют габброиды, дайки и эффузивы преимущественно основного состава и эффузивно-осадочные породы.

Интрузии габброидов образуют крупные массивы на северо-востоке и юго-западе острова. Мелкие тела габброидов встречаются на тихоокеанском побережье в бухте Димитрова. Дайки, главным образом долеритовые, входят в состав комплекса параллельных даек /Меланхолина, 1978/ и протягиваются вдоль всего юго-восточного побережья острова. Нами установлено присутствие комплекса даек как в эффузивах, так и в габброидах. Эффузивно-осадочные образования, в основном лавы, лавобрекчии и туфы, развиты на северо-западном и тихоокеанском побережьях. Комплекс преимущественно осадочных пород (песчаники, алевролиты и т.п.) обнажается в центральной пониженной части о-ва Шикотан. Центральный хребет в юго-западной половине острова слагают эффузивы (базальты, андезито-базальты) комплекса Ноторо-Томари, несогласно располагающиеся на более древних эффузивно-осадочных отложениях.

Взаимоотношения комплексов пород о-ва Шикотан удалось выяснить при детальном исследовании его северо-восточной части. На разрезе, составленном через гору Шикотан, фиксируется субслоистое строение (снизу вверх): в основании габброиды с ультраосновными породами в нижних частях, выше эффузивы с комплексом даек, верхняя часть - целиком эффузивы. Таким образом, мы имеем типичный разрез офиолитовой ассоциации, начинающийся с кумулятивных гипербазитов, сменяющихся габброидами, затем дайковым комплексом и эффузивами. Разрез практически не нарушен и находится в первичном субслоистом залегании, с характерной для офиолитов сменой снизу вверх глубинных интрузивных образований менее глубинными и приповерхностными породами.

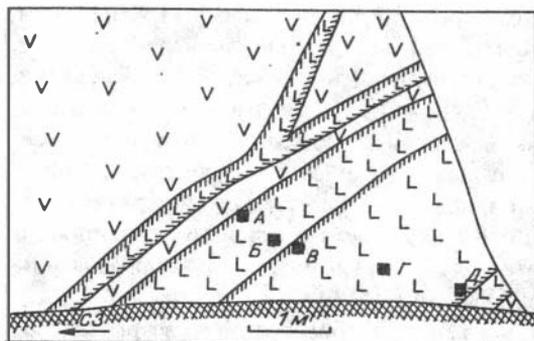
Г и п е р б а з и т ы о-ва Шикотан обнажены в наиболее глубоко вскрытых эрозией участках Северо-Восточного массива габбро (р.Отрада) и представлены плагиоклазовыми перидотитами (55-60 % оливин + 25-30 % моноклинный пироксен + до 10% плагиоклаз + до 5 % ромбический пироксен + магнетит), которые с уменьшением количества оливина постепенно через оливиновое габбро переходят в обычное.

Состав г а б б р о и д о в довольно многообразен. Северо-Восточный массив сложен главным образом массивными и полосчатыми габбро-норитами (50 % плагиоклаз + 30-35 % моноклинный пироксен + 15-20 % ромбический пироксен + роговая обманка, магнетит), часто переходящими в оливиновые габбро-нориты (оливина до 10-15 %). Широко распространены обычные габбро и габбро-порфириты с крупными (до 0,5-1,0 см) порфировыми выделениями округло ограненного моноклинного пироксена. Юго-Западный массив также представлен в основном габбро-норитами, переходящими в обычные габбро и габбро-порфириты. Очень характерна полосчатая структура. Полосчатые и массивные габброиды бухты Димитрова в значительной мере деформированы. Здесь наблюдаются обычные габбро, габбро-нориты, лейкократовые габбро.

П а р а л л е л ь н ы е дайки очень четко выражены в рельефе, формируя ребристые скальные борта узких бухт и удлиненные гребни на многочисленных мелких островах, расположенных вдоль берега. Общее простирание даек обычно выдержано в северо-восточном направлении, они прорывают эффузивы (туфы, лавы), а также габброиды. Располагаются обычно субвертикально, но значительно распространены и наклонные дайки, падающие под углами 35-60° к северо-западу. Наблюдаются как одиночные дайки мощностью от десятков сантиметров до первых метров, так и серии рвущих друг друга даек с четкими зонами закалки (рис.25). Можно выделить несколько генераций разновозрастных даек, в составе которых преобладают долеритовые порфириты, долериты, часто встречаются полевошпатовые порфириты.

Габброиды Северо-Восточного массива прорваны протяженными (прослеженными на несколько сот метров) субпараллельными дайками долеритов и долеритовых порфиритов. Встречаются очень мощные (шириной несколько десятков метров) дайки полевошпатовых порфиритов с крупными (4-6 мм) плагиоклазовыми вкрапленниками в мелкозернистой основной массе.

В состав э ф ф у з и в о в северо-западной части острова входят в основном базальты с крупными порфировыми вкрапленниками плагиоклазов и пироксенов, туфы, туфобрекчии. Часто наблюдаются переходы от лав к лавобрекчиям, которыми



Р и с. 25. Комплекс параллельных даек в бухте Димитрова (о-в Шикотан, Курильская дуга):  
 1 - базальтовые потоки; 2 - дайки долеритов; 3 - границы даек с зонами закалки; 4 - точки отбора образцов; 5 - осыпь.

сложена практически вся вершина горы Шикотан. Очень характерна для базальтов шаровая и подушечная отдельность. В бухте Крабовой подушки порфирированных черных базальтов слагают скальные стенки высотой несколько десятков метров. Внутри подушек часто встречаются миндалины, пустоты, заполненные кальцитом и цеолитами. В межподушечном пространстве преобладают яшмы.

На юго-восточном побережье развиты практически те же самые породы, что и на северо-западе: базальты, порфирированные базальты, туфы. Отличаются они тем, что формировались в субаэральных и прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствуют красноцветные корки, плохие окатанность и сортировка материала, отсутствие ясной слоистости и, наконец, находки окаменелых древесных остатков.

Эффузивы комплекса гор Ноторо и Томари - наиболее поздние на острове и перекрывают все предшествующие образования. Сами горы, вероятнее всего, являются остатками крупного вулкана с кальдерой, которая вплоть до настоящего времени довольно отчетливо выражена в рельефе. Породы, слагающие гору Ноторо, представлены базальтами, порфирированными базальтами с плагиоклазовыми вкраплениями, туфами, туфобрекчиями.

### Палеозойские офиолиты в складчатых областях

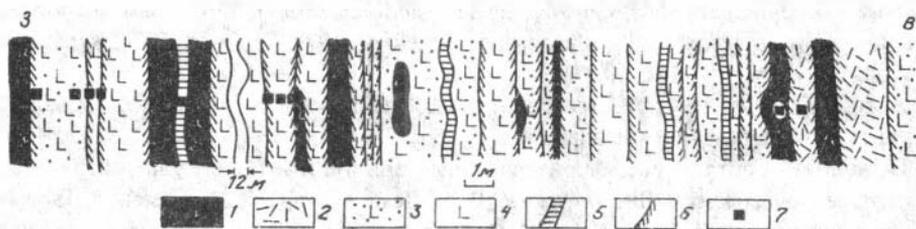
Мугоджары (Южный Урал) с 1979 г. являлись объектом исследований комплексной палеоокеанической экспедиции, в состав которой входили специалисты из Института океанологии АН СССР, Ильменского заповедника, Института физики Земли АН СССР, Геологического института АН СССР, Института геохимии СО АН СССР и др. /История развития..., 1984/. Нами офиолиты Мугоджар изучались в 1981 г.

Офиолитовая ассоциация в Южных Мугоджарах до работ комплексной экспедиции исследовалась В.Г.Кориневским /1969/, А.А.Абдуллиным /1973/, С.Н.Ивановым с соавторами /1973/ и др. Наилучший разрез верхней части офиолитовой ассоциации вскрывается по р.Шулдак, где лавы слабо деформированы, залегают почти горизонтально и сохраняют все первичные формы напластования /Зоненшайн и др., 1984/.

В составе офиолитов можно выделить: оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро, комплекс параллельных даек, базальты.

В случае оливиновых габбро и габбро-норитов из-за недостаточной обнаженности не выяснены их соотношения с остальной частью офиолитового разреза. В габброидах наряду с плагиоклазом и пироксеном присутствует роговая обманка, в значительной степени замещающая клинопироксен. В Актогайском поле развития даек амфиболизированное габбро имеет постепенные западные контакты с долеритами дайкового комплекса, с востока габбро прорываются последующими сериями даек. В составе габброидов среди мелкозернистых пород наблюдаются и пегматоидные разности с размерами кристаллов в несколько сантиметров.

Общая мощность комплекса параллельных даек основного состава не менее 600 м. Анализ внутреннего строения (рис.26) комплекса "дайка в дайке" позволил выделить несколько генераций даек /Куренков, Перфильев, 1984/. Первая, преобладающая, имеет восточные зоны закалки, вторая - западные и восточные, третья накладывается на первые две и представлена извилистыми двузакальными дайками. В целом в западной части актогайского дайкового комплекса можно выделить ряд зон с запада на восток: 1. Подушечные базальты с единичными маломощными дайками. 2. Подушечные базальты, разделенные небольшими сериями "дайка в дайке". 3. Типичный комплекс "дайка в дайке". 4. Апикальные части магматических камер, которые устанавливаются по наличию определенных признаков: исчезновение разделения на отдельные дайки, появление "блуждающих" зон закалки, незакономерные вариации зернистости пород, появление магматических брекчий. 5. Комплекс "дайка в дайке" со скринами базальтов. 6. Комплекс даек с преобладанием двузакальных даек /Куренков, Перфильев, 1984/.



Р и с. 26. Схема строения дайкового комплекса (вид сверху) в районе Западного Актогая (р.Шулдак, Мугоджары, Южный Урал). Составлена по материалам С.А.Куренкова, А.С.Перфильева /1984/:

1 - скрины лав; 2 - дайки "нулевой" генерации; 3 - меланократовые долериты, дайки первой генерации; 4 - лейкократовые долериты, дайки второй генерации; 5 - закальные афанитовые дайки третьей генерации; 6 - границы с зонами закалки, 7 - точки отбора образцов.

Базальты, большей частью подушечные, переслаиваясь с гиалокластитами, с силами долеритов и линзами кремней, формируют толщу мощностью до 800 м. Очень хорошая сохранность позволяет видеть в разрезе по р.Шулдак практически все формы подводных лавовых потоков и гиалокластитовых брекчий, описанных в современных океанических рифтовых зонах при погружениях на подводных обитаемых аппаратах "Пайсис", например в Красном море, на Срединно-Атлантическом хребте и

др. /Зоненшайн и др., 1984/. Несмотря на внешний хороший облик, пиллоу-лавы Мугоджар очень часто значительно изменены /Ломова, Александрова, 1984/. В целом форма лавовых потоков различается в зависимости от близости к дайковому комплексу. Если около даек наблюдаются прекрасные шары, подушки, трубы, то в отсутствие даек отдельные лавовые потоки и подушки, наслаиваются, спекаются. Подобный разрез рассмотрен нами на обнажении, описанном ранее под названием "Лагерное" /Матвеевков, Хаин, 1984/. Здесь пачки базальтов, со спекшимися подушками, чередуются с измененными (карбонатизированными и хлоритизированными) гиалокластитами, с массивными потоками долеритов и с долеритовыми и габбро-долеритовыми силами. Исследования химического состава базальтов /Кузьмин, Альмухамедов, 1984, 1987; Кошкин, Куренков, 1987; и др./ показали их близость с низкокальциевыми океаническими толеитами.

В последнее время в составе офиолитов Мугоджар были найдены породы пикритовой серии /Зайков, Кашинцев, 1983; Кашинцев, Зайков, 1987/.

**Алайский хребет** (Южный Тянь-Шань). Офиолиты располагаются в основном в северных предгорьях Алайского хребта. Среди них выделяются две наиболее крупные ассоциации. Офиолиты Сартале характеризуются первичным стратиграфическим налеганием эффузивно-кремнистых отложений на породы меланократового фундамента. Этот офиолитовый комплекс, вероятнее всего, находится в аллохтонном залегании /Буртман, 1976; Куренков, 1983; и др./. Киргизатинский офиолитовый аллохтон в отличие от Сарталинского значительно более тектонически нарушен, и породы меланократового фундамента превращены в меланж. Кроме этих двух ассоциаций, в пределах Алайского хребта можно встретить значительное количество отдельных офиолитовых фрагментов, представленных серпентинитовым меланжем /Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, Куренков, 1974; Буртман, 1976; Куренков, 1983; и др./.

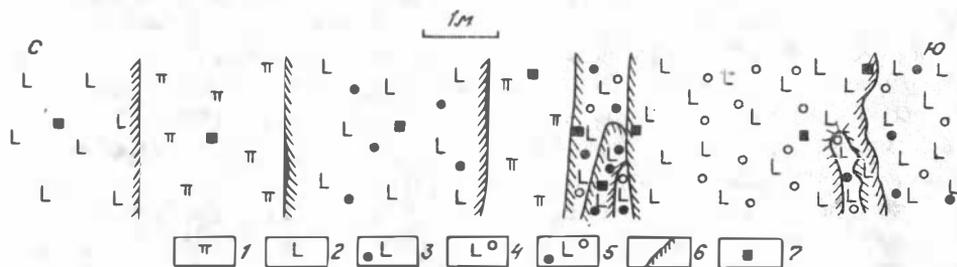
Автором во время полевых работ 1982, 1984 и 1985 годов исследовались сарталинские и киргизатинские офиолиты.

Офиолиты Сартале рассматривались как полигенные базит-ультрабазитовые интрузивные образования /Висьневский, 1958; Леснов и др., 1982; Семенов, 1982; и др./. Дальнейшее изучение этих офиолитов показало, что их разрез можно сопоставлять с разрезом океанической коры /Макарычев, 1974; Куренков, 1983/. Молодыми отложениями Сарталинский офиолитовый аллохтон разделен на четыре участка: Сохский, Заркарский, Каракольский, Надирский. В общем в составе ассоциации выделяются перидотиты, габбро-нориты, офитовое габбро, габбро-долеритовые силы, пикритовые порфириды и вулканогенно-кремнистые толщи. В Надирском участке можно наиболее детально изучить строение разреза офиолитов. В основании массива залегает небольшой мощности (до 50 м) горизонт, сложенный серпентинитовым меланжем /Куренков, 1983; Батанова и др., 1988/. В составе этого горизонта встречаются участки пироксенитов, габбро-пегматитов. В целом здесь проявлены в значительной степени процессы деформаций, дробления, сопровождающиеся карбонатизацией и окремнением. Выше залегают массивные, в различной степени серпентинизированные перидотиты, реже плагиоклазовые перидотиты, с кумулятивными структурами. Для них характерны идиоморфные выделения оливина, окруженного ксеноморфным клинопироксеном. В небольших количествах в

поруде присутствует флогопит и измененный плагиоклаз. Мощность гипербазитов около 100 м. Затем в данном разрезе серпентинизированные перидотиты сменяются офиотовыми габбро с шаровой отдельностью. Ширина выходов габбро до 150 м. Далее следует полоса пикритовых порфиритов (по химическому составу это пикробазальты) мощностью около 200 м, которая сменяется базальтовыми пиллоу-лавами. Эффузивы, переслаиваясь с кремнистыми отложениями, формируют толщу мощностью более 500 м. В этом разрезе, примерно между пикритовыми порфиритами и базальтами, нами исследованы крупные (мощность около 10-13 м, протяженность более 100 м в широтном направлении) силлы. Прямолинейные тела располагаются согласно между слоями окремненных осадков (угол падения около 60° на север), сложены долеритами (в закальных эндоконтактах), долеритовыми порфири-тами, габбро-долеритами (в центральных частях). Нижняя (южная) часть силла более раскристаллизованная, фактически обладает габбровой структурой. Верх силла почти весь долеритовый.

Киргизатинский офиолитовый аллохтон имеет в основании серпентинитовый меланж, тектонически перекрываемый вулканогенно-кремнистой толщей. В меланже среди интенсивно тектонизированных серпентинитов наблюдаются блоки габброидов, габбро-долеритов, долеритов, базальтоидов и кремнистых пород /Куренков, 1983/. Среди вулканогенно-кремнистых пород киргизатинских офиолитов, а также в целом для офиолитовой ассоциации Алайского хребта характерно присутствие пикритов /Вишневецкий и др., 1985; Абакумова, Буйдина, 1986; Висьневский и др., 1986; и др./, часто со структурами спинифекс /Михайлов, Баранов, 1981/ и гиалоклас-титов пикритового и пикробазальтового состава /Котова, 1975, 1977; Коптева, 1987/.

При исследовании киргизатинских офиолитов было установлено, что в их формировании принимают участие две серии пород. Серия основного состава включает: редкие проявления габброидов, дайковый комплекс типа "дайка в дайке", подушечные базальтовые лавы. В серии ультраосновных (пикритовых) пород выделяются: интрузивные перидотиты с кумулятивными структурами; дайки пикритов, меймечитов; пикрит-меймечитовые подушечные лавы; пикритовые гиалокластиты. Среди эффузивов и дайковых пород существуют переходные разности: пикробазальты, пикродолериты и т.п. При детальном изучении дайковых комплексов было выяснено, что в определенных случаях дайки долеритов прорывают пикритовые породы (рис.27). Здесь можно видеть, что в дайковой серии присутствуют три гене-



Р и с. 27. Дайковый комплекс со скринами пикритов, участок Шамшалы, киргизатинские офиолиты (Алайский хребет, Южный Тянь-Шань):

1 - скрины пикритов, меймечитов; 2 - долериты; 3 - долеритовые порфириты с вкрапленниками пироксенов; 4 - порфириты с полевошпатовыми вкрапленниками; 5 - порфириты с вкрапленниками пироксенов и полевых шпатов; 6 - границы с зонами заалки; 7 - точки отбора образцов.

рации. Непосредственные контакты со скринами пикритов имеют долеритовые порфириты с вкрапленниками пироксенов и плагиоклазов. Они прорываются дайками долеритов только с пироксеновыми вкрапленниками и последними проникают зональные долеритовые дайки с вкрапленниками плагиоклазов в центре тел.

### Мезозойские офиолиты в складчатых областях

**Массив Троодос** (Кипр) является в настоящее время наиболее полно и всесторонне изученной офиолитовой ассоциацией в мире /Ophiolites..., 1980/.

На Кипре мезозойские осадочные породы хр. Кириения образуют дугу вдоль северного побережья и считаются самыми южными отрогами хр.Тавр и Динарских Альп. К югу от них располагается хр.Троодос, который почти полностью сложен офиолитовой ассоциацией /Колман, 1979/.

В составе офиолитов Троодоса можно выделить следующие основные комплексы: тектонизированные (метаморфические) перидотиты, ультрамафиты расслоенного комплекса, габбро и плагиограниты, серия параллельных даек, подушечные лавы, включая верхние и нижние пиллоу-лавы /Колман, 1979; Gass, 1980; и др./.

Перидотиты распространены главным образом на вершине горы Олимп. Контакты с габброидами тектонические. Ультрабазиты представлены гарцбургитами с линзами и полосами дунитов. Сложная полосчатая структура гарцбургитов возникла во время субсолидусной рекристаллизации и плавления /Menzies, Allen, 1974/. Ультрабазиты в различной степени серпентинизированы и в некоторых участках серпентиниты слагают до 80-100 % ультраосновных пород /Колман, 1979/.

На западном и южном склонах горы Олимп наблюдаются выходы ультрамафитов расслоенного комплекса, представленного дунитами, верлитами, пироксенитами и троктолитами. Эти породы постепенно сменяются вверх по разрезу габбро и габбро-норитами. Полосчатость, наблюдаемая в габбро, связана с колебаниями содержания клинопироксена и плагиоклаза. Габбро постепенно переходят в плагиограниты, что сопровождается появлением кварца и уменьшением количества пироксена. Лейкократовые породы сложены в основном кварцем и натриевым плагиоклазом, незначительным количеством роговой обманки и эпидота /Wilson, 1959; Coleman, Peterman, 1975/. Лейкократовые габбро и кварц-плагиоклазовые породы обычно чередуются между собой. Плагиограниты считаются конечным продуктом магматической дифференциации базальтовых расплавов, которая в первую очередь привела к образованию основных и ультраосновных кумулятивных пород /Колман, 1979/.

Комплекс параллельных даек, который перекрывает разрез габбро-плагиогранитов, имеет мощность 1,2-1,4 км и больше /Hall et al., 1987/. Центральная часть дайкового комплекса представляет собой серию типа "дайка в дайке" /Мурс, Вайн, 1973; и др./ при полном отсутствии вмещающих пород. Дайки простираются вверх, в базальтовую толщу, в которой подушечные лавы занимают от 3 до 20 %, и затем полностью выклиниваются в толще подушечных лав. Дайки рассматриваются как питающие каналы вышележащих лавовых потоков. В основании комплекса они

прорывают габбро и плагиограниты, мощность их колеблется от 0,3 до 4,5 м. В большинстве случаев первичное положение даек было вертикальным, но иногда присутствуют серии сопряженных секущих тел. Для даек характерны зоны закалки, причем в отдельных обнажениях наблюдается резкое преобладание обращенных в одну сторону оторочек закалки. Подобные соотношения указывают на то, что образование даек осуществлялось как процесс внедрения небольших объемов магмы, причем времени между внедрениями расплава было достаточно для их остывания и кристаллизации, так что при поступлении следующей порции опять возникали оторочки закалки /Мурс, Вайн, 1973; Kidd, Cann, 1974/.

Подушечные лавы Троодоса разделяются на верхние и нижние, разграниченные несогласием /Мурс, Вайн, 1973; Колман, 1979; и др./. Нижние пиллоу-лавы - это преимущественно базальты, андезито-базальты, андезиты. По химическому составу они сходны с породами дайкового комплекса /Мурс, Вайн, 1973/. Верхние лавы отличаются от нижних и являются более молодыми /Gass, Smewing, 1973/. Среди них преобладают базальты, оливинные базальты и ультраосновные пиллоу-лавы (пикриты и т.п.), выделяются также коматииты /Соболев и др., 1986/ и бониниты /Thy, 1984; и др./.

В последние годы успешно реализуется проект по изучению структуры офиолитов Троодоса с помощью высокоскоростного алмазного бурения /International team drills..., 1983/. Опубликованы интересные материалы по изучению пород, вскрытых буровой скважиной Су-4 /Thy, Moores, 1986; Thy, 1987/. С помощью А.В.Соболева были получены и нами исследовались образцы, отобранные по этой скважине, вскрывшей следующий разрез офиолитов Троодоса до глубины 2263 м: 0-700 м - базальная часть комплекса параллельных даек; 700-900 м - среднезернистые амфиболовые метагаббро и метадолериты; 900-1100 м - массивные габбро-нориты; 1100-1746 м - расслоенные габбро-нориты, оливинные габбро-нориты с плагиоклазо-оливинными вебстеритами в основании; 1746-2150 м - расслоенные вебстериты; 2150-2263 м - расслоенные оливинные вебстериты. Скважина не достигла основания офиолитовой ассоциации /Laurent, 1986/.

**Баэр-Басситский район** (северо-запад Сирии), его геологическое строение рассмотрено в ряде работ /Казьмин, Кулаков, 1968; Книппер, Рукис, 1985; Книппер и др., 1988; Parrot, 1977/.

В разрезе офиолитовой ассоциации Баэр-Басситского района, по данным Ж.Парро /Parrot, 1977/, выделяются (снизу вверх): 1) тектонизированные гарцбургиты; 2) перидотитовые кумуляты; 3) полосчатые габбро; 4) полосчатые габбро с дайками долеритов; 5) комплекс параллельных долеритовых даек; 6) подушечные лавы, которые расчленяются на нижние толеитовые базальты и верхние базальты, близкие по составу к коматиитам.

Согласно наблюдениям К.Б.Кебезинска и др. /1990/, в современной структуре офиолитовые массивы Баэр-Басситского покрова содержат четыре структурно-формационных комплекса, отделенных друг от друга тектоническими нарушениями.

**Г а б б р о - г и п е р б а з и т о в ы й** комплекс слагает основную массу офиолитовой ассоциации. Его мощность достигает 1,5 км. Сложен он в различной степени серпентинизированными дунитами и гарцбургитами в ассоциации со сравнительно небольшими телами габброидов.

Долерит-габбровый комплекс имеет трехчленное строение и широко представлен в районе. Вблизи массивов гипербазитов располагаются пластины и блоки, сложенные массивными полосчатыми норитами, габбро-норитами и габбро, пронизанными роями даек или единичными дайками долеритов или габбро-долеритов. Средняя часть комплекса включает характерную серию субпараллельных даек нескольких поколений, внедренных одна в другую. Верхняя часть комплекса надстраивает разрезы предыдущей серии и отмечается появлением в нарастающем количестве толеитовых лав, находящихся в междайковых пространствах.

Улканический комплекс слагает тектонические блоки и пластины, структурно подстилающие или перекрывающие пластины других комплексов. В составе комплекса преобладают подушечные и трубчатые базальты /Parrot, 1977/, которые отнесены к верхним подушечным лавам.

**Малый Кавказ.** Офиолиты этого региона - одна из наиболее изученных офиолитовых ассоциаций. Довольно обстоятельно и полно разобраны вопросы, связанные с тектоническими, петрологическими, геохимическими аспектами офиолитов /Морковкина, 1974; Книппер, 1975; Соколов, 1977; Сатиан, 1979; Лутц, 1980; Закариадзе и др., 1982; Ломизе, 1983; Соболев и др., 1983; Аллахвердиев, Мамедов, 1985; Злобин, Закариадзе, 1985; Офиолиты..., 1985; Гасанов, 1986; Закариадзе и др., 1986; Аллахвердиев и др., 1987; и многие др./

Наибольшее внимание уделено офиолитам Севано-Акеринской зоны, в составе которых можно выделить: гипербазиты, слагающие отдельные довольно крупные массивы; массивы габбро с участками развития расслоенных ультрамафитов и плагиогранитов; вулканогенно-осадочные породы.

В 1986 г. в Севано-Акеринской офиолитовой зоне автор посетил Гейдаринский ультрабазитовый и Левчайский габбровый массивы.

В составе гипербазитов, формирующих самостоятельные тела (Гейдаринский массив и др.), преобладают перидотиты, дуниты и пироксениты развиты незначительно. Особенностью ультрабазитов Малого Кавказа является их интенсивная серпентинизация. Серпентиниты часто в значительной степени рассланцованы, деформированы. В гипербазитовых массивах и в их контактовых зонах широко развиты листвениты, тальк-карбонатные, тремолитовые породы, родингиты.

Для крупных массивов габбро (Левчайский и др.), в отличие от мелких габброидных тел, характерна дифференциация вещества. Так, в Левчайском массиве выделяется расслоенная серия: дуниты - плагиоклазовые перидотиты - троктолиты - габбро. С другой стороны, в этом же массиве присутствует серия: габбро - габбро-диориты - кварцевые диориты - плагиограниты. Характерны также различные жильные образования - плагиоклазиты, габбро-пегматиты, горнблендиты.

Часто в составе офиолитов присутствуют метаморфические сланцы. Они ассоциируют с гипербазитами и представлены слюдястыми, амфиболовыми, хлоритовыми и другими разностями.

Эффузивно-кремнистые образования юры - нижнего мела, входящие в состав офиолитов, включают в себя базальтоиды, пирокластиты, андезиты, чередующиеся с радиоляритами, кремнистыми и слабо мраморизованными известняками /Офиолиты..., 1985/.

**Хребет Муссау** (Тихий океан). Исследовавшиеся образцы пород были собраны во время 9-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" и в 7-м рейсе НИС "Академик Александр Виноградов" и предоставлены автору соответственно С.Г.Сколотневым и В.Ю.Колобовым.

Глубоководный трог Муссау и примыкающий к нему с востока подвоный одноименный хребет располагаются на границе Восточно-Каролинской котловины и впадины Лира, протягиваясь в субмеридиональном направлении приблизительно на 400 км. К южной части трог Муссау почти под прямым углом причленяется к Западно-Меланизийскому трогу, а к северу постепенно выклинивается. Трог и склоны подводного хребта практически лишены осадков. Максимальный перепад глубин в системе трог-хребет превышает 5500 м. Гребень хр.Муссау располагается на 1400 м ниже уровня океана /Пушаровский, Разницин, 1986; Васильев и др., 1987; Erlandson et al., 1976/.

Образцы коренных пород дна частично отобраны с помощью подводного аппарата "Пайсис". Основной объем каменного материала получен при драгировании западного склона хр.Муссау. Проведенные работы позволили установить практически полный разрез офиолитовой ассоциации в основании этого хребта /Пушаровский, Разницин, 1986; Васильев и др., 1987/.

Апогарцбургитовые серпентиниты сложены редкими округлыми обломками величиной 8-10 см. Комплекс расслоенных базит-ультрабазитовых пород - наиболее пролно представленная часть офиолитовой ассоциации, в составе которого можно выделить вебстериты, плагиоклазсодержащие верлиты, троктолиты, оливиновые габбро-нориты, габбро.

Долериты, судя по наблюдениям из подводного обитаемого аппарата (ПОА) "Пайсис", формируют дайки на восточном склоне хр.Муссау. В то же время не исключено, что большинство долеритов, поднятых с помощью драг, представляет собой внутренние части базальтовых потоков.

Базальты подняты в большинстве своем в виде фрагментов пиллоу-лав. Структура их в основной массе варьирует от стекловатой до гиалопилитовой и вариолитовой. Среди вкрапленников преобладают плагиоклазы, но встречаются и оливины. Вторичные изменения базальтов отвечают диагенетической стадии преобразования и низам зеленосланцевой фации метаморфизма. Среди базальтов хр.Муссау выделяются две группы в основном по петрохимическим особенностям: близкие к океаническим толеитам и похожие на толеитовые базальты островных дуг /Коновалов и др., 1987/.

**Разлом Зеленого Мыса** (Срединно-Атлантический хребет - САХ). Образцы пород, представленные для исследований С.Г.Сколотневым и С.А.Щербаковым, отобраны во время 3-го рейса НИС "Академик Николай Страхов". Разлом Зеленого Мыса пересекает Срединно-Атлантический хребет приблизительно по 15°20' с.ш., поэтому в зарубежной литературе он известен под названием: "разлом Пятнадцать-Двадцать".

Зона разлома изучена на всем его протяжении на расстоянии 2500 км /Пушаровский и др., 1987/. В целом он имеет запад-северо-западное простираение, в

пределах Срединно-Атлантического хребта выражен в рельефе желобом шириной 20-35 миль, обрамленным поперечными по отношению к САХ хребтами. Смещение по разлому сегментов САХ составляет 195 км.

Вещественный состав зоны разлома Зеленого Мыса изучался методом ступенчатого драгирования. При этом были подняты ультрабазиты, габброиды, долериты, базальты, амфиболиты, тектонические и осадочные брекчии, известняки. Пространственные соотношения сочетаний пород, сильная тектонизация гипербазитов и габброидов, присутствие в драгах обломков базальтов и габброидов с серпентинитовыми примазками свидетельствуют о тектонических соотношениях комплексов пород и позволяют говорить о чешуйчато-надвиговом строении поперечных хребтов в зоне разлома /Пушаровский и др., 1987; Строение зоны..., 1989/.

До 60 % материала драгирования составляют ультрабазиты, представленные в различной степени серпентинизированными гарцбургитами. Реже встречаются клинопироксенсодержащие перидотиты и аподунитовые серпентиниты. Структурно-минералогические особенности пород, прежде всего наличие следов твердопластических деформаций, позволяют отнести их к реститовым образованиям, аналогичным дунит-гарцбургитовым комплексам офиолитов.

Среди габброидов преобладают разности с кумулятивными структурами - сильно измененные троктолиты, габбро-нориты, нориты, габбро, анортозиты. По структурно-текстурным особенностям эти образования сопоставимы с полосчатым комплексом офиолитовых ассоциаций.

Базальты и долериты также часто встречаются в зоне разлома и на участках рифтовых долин, примыкающих к разлому. Базальты обычно находятся самостоятельно, либо в ассоциации с габброидами. В первом случае они слабо изменены, а во втором - широко проявлены продукты высокотемпературных преобразований. Базальты, драгированные в рифтовой долине САХ, очень слабо изменены и содержат закалочные корки свежего стекла /Пушаровский и др., 1987/.

**Красное море.** Образцы, предоставленные для исследований А.И.Альмухамедовым и Г.Л.Кашинцевым, собраны в 1979-1980 гг. участниками Красноморской экспедиции Института океанологии им. П.П.Ширшова. Полигон детальных работ располагался в районе 18° с.ш., где рифтовая долина проявлена наиболее четко. Коренные породы дна моря опробовались преимущественно с помощью подводного обитаемого аппарата "Пайсис" в маршрутах погружений при визуальном контроле естественного залегания образцов /Атлас..., 1983; Альмухамедов и др., 1985/.

В районе 18° с.ш. Красноморский рифт имеет четкую линейную ориентировку и выдержанное северо-западное простираие. Осевая зона Красноморского рифта (шириной от 4-5 до 8 км) ограничена краевыми уступами нижних тектонических ступеней /Зоненшайн и др., 1981б; Сборщиков и др., 1981/. По особенностям строения осевая зона Красного моря может быть сопоставлена с рифтовыми долинами срединно-океанических хребтов /Альмухамедов и др., 1985/. Именно в рифтовой долине Красного моря сосредоточены основные исследования с помощью подводного обитаемого аппарата "Пайсис".

Для зоны наиболее молодых вулканических образований характерно минимальное количество рыхлых осадков и хорошо сохранившиеся потоки базальтовых лав. Абсолютный возраст вулканитов - от первых сотен до 1000 лет. Несмотря на наличие

протяженных открытых трещин (гьяров), преобладают небольшие изолированные горы, что свидетельствует о развитии аппаратов центрального типа, возможно на завершающих стадиях вулканических процессов. В целом по геологическому строению рифтовая структура Красного моря может быть однозначно отнесена к современной **спрединговой зоне**, в которой преобладают условия растяжения и происходит новообразование коры океанического типа /Альмухамедов и др., 1985/.

Все собранные с помощью ПОА "Пайсис" образцы представляют собой свежие темно-серые порфиновые и афировые породы с массивной текстурой. Крупные обломки пиллоу-лав обладают зональным строением. Внешняя зона мощностью 0,5-1,0 см сложена зеленовато-бурым стеклом, которое сменяется базальтом, и в центре мы можем наблюдать долеритовую структуру. Вкрапленники в базальтах представлены плагиоклазом, оливином и моноклинным пироксеном. По морфологии и размерам, а также по наличию или отсутствию их в закаленных стеклах, можно выделить три генерации /Альмухамедов и др., 1985/. Все изученные нами образцы базальтоидов осевой части Красного моря очень свежие, практически без вторичных изменений.

\*  
\*   \*

Необходимо отметить, что при исследовании геологических особенностей офиолитовых ассоциаций в полевых условиях основное внимание уделялось таким все еще сравнительно слабо изученным, но очень важным, ключевым в понимании природы офиолитов сериями пород, как дайковые комплексы. Во многих случаях детальные разрезы комплексов типа "дайка в дайке" были изучены впервые, а также установлены структуры типа "дайка в дайке" для пород кислого и ультраосновного составов, что свидетельствует о формировании гранитоидных и пикритовых серий, как и пород основного состава в условиях растяжения (спрединга). В общем случае во всех сериях офиолитовых пород (основная, кислая, ультраосновная) наблюдается полный набор: интрузивы - субинтрузивы (дайки) - эффузивы.

В целом присутствие комплекса параллельных даек (часто типа "дайка в дайке") в офиолитах, находящихся в континентальных складчатых областях, и развитие трещинной тектоники, а также даек (судя по наблюдениям из подводных обитаемых аппаратов) в офиолитовых образованиях океанов - все это свидетельствует о режиме растяжения (спрединга), существовавшем во время формирования всех офиолитов, независимо от современной обстановки их нахождения.

## Глава 4. ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ОФИОЛИТОВ

На Международном симпозиуме "Геохимия офиолигов", проходившем в Женеве (1985 г.), среди наиболее актуальных проблем были выделены вопросы, относящиеся к геохимическим классификациям офиолигов и к использованию геохимических критериев для выявления взаимосвязей между отдельными комплексами пород, слагающих офиолиговые ассоциации /Delaloye, 1987/.

Классификации и типизации офиолигов с использованием геохимических данных проведены многими исследователями и направлены в конечном счете на установление исходных палеотектонических обстановок формирования офиолитовых ассоциаций /Добрецов, 1974, 1980; Марков и др., 1977; Петрология..., 1977; Кебезинская и др., 1987; Miyashiro, 1975; Rocci, Ohnensteller, 1975; Beccalova et al., 1983; и др./.

Наблюдаемые во многих случаях сложные сочетания пород толеитовой и известково-щелочной серий не укладываются в рамки одной модели образования офиолигов в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. В числе возможных геодинамических ситуаций формирования офиолигов называют подводные горы и океанические острова, трансформные разломы, задуговые (окраинно-морские) бассейны, островные дуги на ранней стадии их развития, преддуговые области и глубоководные желоба, пассивные континентальные окраины, межконтинентальные рифты и др. Разных типов офиолигов может быть еще больше, поскольку каждый из главных членов ассоциации имеет множество местных вариаций /Магматические... породы, 1987/.

Использование геохимических данных для выяснения взаимосвязей между отдельными группами пород в офиолитах приобретает особую важность при петрогенетических построениях. Преимущественно в этом аспекте в настоящей работе применялись результаты геохимических исследований. **Информация по петрохимии и геохимии пород служила главным образом в качестве связующего звена, "мостика", между геологическими работами и исследованиями по выяснению физико-химических условий петрогенезиса с помощью методов термобаро-геохимии.**

В то же время имеющийся в нашем распоряжении в достаточном объеме материал по петрохимии и геохимии офиолигов позволяет провести сравнительный анализ разновозрастных офиолигов и офиолигов, находящихся в различных современных геодинамических обстановках. Мы можем также сравнить наши данные по различным офиолитам с имеющимися геохимическими характеристиками соответствующих пород океанов и островных дуг. При этом основное внимание уделяется сравнению особенностей эволюции составов пород в разрезах офиолитовых ассоциаций (тектонизированные гипербазиты - ультрамафиты расслоенного комплекса - габброиды - дайки - эффузивы).

При рассмотрении закономерностей изменения петрохимических и геохимических характеристик изучаемых офиолигов используются главным образом оригинальные анализы химических составов и содержаний редких элементов. В отдельных случаях в качестве дополнительного материала привлекались данные других исследователей.

Большинство из определяемых нами в породах офиолигов химических элемен-

тов достаточно подвижны при метаморфических процессах. Исследования последних лет /Лутц, 1980; Хьюджес, 1988; Сапп, 1970а; Pearce, Сапп, 1971, 1973; Miyashiro, Shido, 1975; Humphris, Thompson, 1978; Pearce, Norry, 1979/ позволили выявить группу элементов, относительно устойчивых к растворению и переносу при вторичных процессах (Ti, Ni, Cr, V, Co, Y, Zr, Nb), которые могут быть использованы для дискриминантных целей при геохимическом анализе пород. Из этого набора элементов нами анализировались Ti, Ni, Cr, V, Co. Особенности химических составов пород, входящих в исследованные офиолитовые ассоциации, рассматривались с помощью нескольких вариационных диаграмм, отражающих соотношения главным образом вышеперечисленных "инертных" элементов.

Для выяснения особенностей взаимосвязей пород офиолитов используется титан как один из ключевых индикаторов процессов дифференциации /Hebert, 1979; Beccaluva, 1987; и др./. Применена диаграмма  $TiO_2 - FeO' / (FeO' + MgO)$ , так как значения железистости пород также мало изменяются в ходе гидратации /Hebert, 1979, 1982/.

Особенности химических составов гипербазитов рассматриваются с помощью диаграммы соотношения никеля и хрома, позволяющей разделять тектонизированные гипербазиты и ультраосновные кумуляты /Малпас, Стевенс, 1977; Leblanc et al., 1984/.

В качестве геохимических индикаторов палеогеодинамических обстановок формирования офиолитов использованы данные по содержанию Ti, Cr, Ni в дайках и эффузивах, нанесенные на диаграмму соотношения этих элементов /Beccaluva et al., 1980, 1983/.

## **Общий характер изменения составов пород**

### **Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты**

**Кузнецкий Алатау (Среднетерсинский массив).** Минимальные содержания титана наблюдаются в тектонизированных гипербазитах и ультрамафитах расчлененного комплекса (рис.28), а также в группе слабодифференцированных "нижних" габбро. Существуют габброиды с повышенным содержанием титана, располагающиеся в поле даек ("верхнее" габбро), которые характеризуются большим разбросом значений титана и частично перекрывают поле толеитов Красного моря. В этом отношении они отчасти похожи на долериты хр.Муссау (Тихий океан). В целом тренд изменения составов пород наиболее близок к островодужному.

По средним составам дайки относятся к "островодужным" породам (табл.2,3). Габбро ближе к океаническим образованиям, а тектонизированные гипербазиты имеют "островодужные" характеристики.

**Западный Саян (Куртушибинский хребет).** Среди тектонизированных гипербазитов отчетливо выделяются асбестоносные ультрабазиты с минимумом титана (рис.29). От ультрамафитов к габбро его содержание растет незначительно. Дайки формируют четкую группу у основания трендов эффузивов офиолитов Куртушибинского хребта и толеитов Красного моря. В эффузивах наблюдается отчетливая прямолинейная зависимость изменения содержания титана (от 0,6 до

Таблица 2

Средние составы базальтов, габбро, гипербазитов океанов и островных дуг  
(окислы - вес.%; редкие элементы - г/т)

Компо- ненты	Базальты								Габбро		Гипербазиты		
	океанические				островодужные				океан.	остров.	океанические		остров.
	А		Б	В	Г		Д		Е	Ж	З		И
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	49,98	50,02	49,74	50,79	51,48	50,02	51,27	50,25	50,39	51,15	45,28	45,00	44,68
TiO <sub>2</sub>	1,19	1,40	1,29	1,14	0,80	0,76	1,06	0,82	0,66	0,65	0,09	0,10	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,90	15,61	16,35	14,21	15,88	17,39	16,51	16,64	16,07	18,03	1,57	1,70	0,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,75	10,90	10,42	12,20	10,56	11,51	9,46	10,10	7,53	8,98	9,46	10,00	10,26
MgO	8,36	7,85	7,78	7,57	6,72	6,35	9,08	7,58	10,83	7,38	42,67	42,60	43,92
CaO	12,04	11,63	11,46	11,87	11,72	11,59	9,63	10,26	11,71	10,29	0,78	0,70	0,24
Na <sub>2</sub> O	2,44	2,60	2,54	2,01	2,41	1,98	1,92	2,92	2,67	2,84	0,20	0,20	0,25
K <sub>2</sub> O	0,20	0,17	0,29	0,13	0,44	0,24	1,08	1,20	0,14	0,68	0,06	0,10	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,11	0,13	0,08	-	0,12	-	0,24	-	-	-	-	-
n	387	416		49		50		49	37	23	49	71	15
Rb	0,8	1,5		3,1	5	2	10	25	0,7	12,1		0,5	
Ba	20	22		47	75	60	115	250	30	393		7,6	
Sr	130	129		87	200	180	330	400	135	689		13,6	
Ni	120	113		117	30	25	25	30	160	118		2500	2000
Co	60	41		68		30		30	65	35		120	94
Cr	280	302		150	50	40	40	60	360	152		3900	2660
n		300		52		50		49	37	9			15

Примечание. Океанические толентовые базальты: А - срединно-океанические хребты, Б - окраинные моря, В - межконтинентальные рифты  
Островодужные базальты: Г - толеитовая серия, Д - известково-щелочная серия. Габбро: Е - срединно-океанические хребты, Ж - островные дуги  
Гипербазиты: З - океанические, И - основания островных дуг. 1 - по данным К.Ведеполя /Wedepohl, 1981/, редкие элементы по Б.Г.Лутцу /1980/;  
2 - по данным работ /Engel et al., 1965; Brayn et al., 1976; Кузьмин, 1985/; 3 - толеитовые базальты котловин окраинных морей /Петрология...

1987/; 4 - толеитовые базальты осевой части Красного моря /Альмухамедов и др., 1985/; 5,6 - толеитовые базальты островных дуг: 5 - по данным /Lakes, White, 1972/; 6 - по данным Б.Г.Лутца /1980/; 7,8 - базальты известково-щелочной серии: 7 - по данным /Lakes, White, 1972/, 8 - по данным Б.Г.Лутца /1980/; 9 - океанические габбро /Лутц, 1980/, срединно-океанические хребты; 10 - габбро островных дуг (о-в Шикотан), по данным автора; 11,12 - средние гарцбургиты океанов: 11 - по данным Е.Е.Лазыко /1987/, 12 - по данным Л.В.Дмитриева /1973/, редкие элементы - по данным Б.Г.Лутца /1980/; 13 - гарцбургиты фундамента островных дуг (Марианский и Японский желоба) по данным Б.Г.Лутца /1980/. Здесь и в табл.3, 5: п - количество образцов; все анализы приведены к 100 % "сухого" состава.

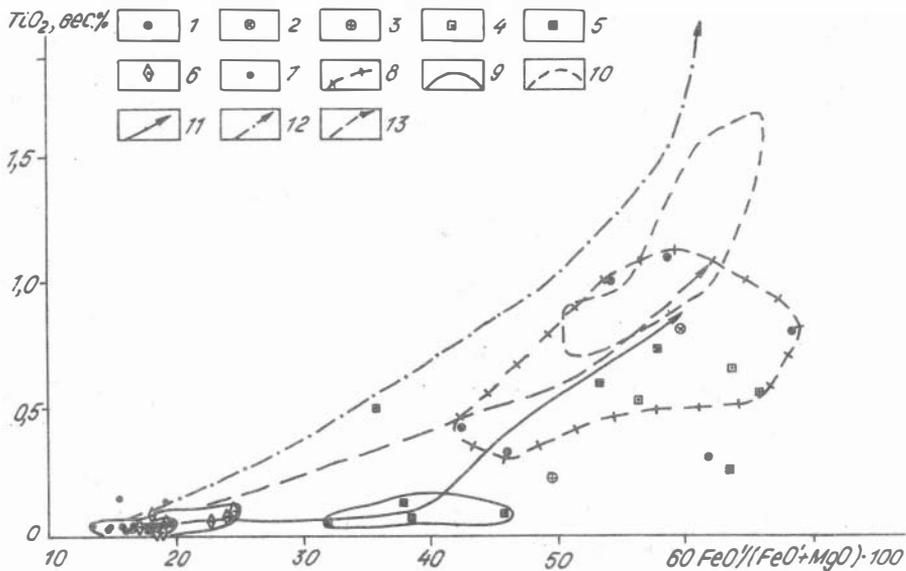
3,6 %) от железистости. При переходе гипербазиты - габбро - дайки тренд изменения составов близок к островодужному, а далее (дайки - эффузивы) - океанический.

По средним составам (см. табл.2,3) эффузивы офиолитов Куртушибинского хребта близки к океаническим породам; дайки - "островодужные". Габбро расслоенного комплекса соответствуют океаническим образованиям. Тектонизированные гипербазиты ближе к "островодужным".

**Западная Тува** (Актовракский, Шатский, Хопсекский массивы). Для асбестоносных гипербазитов с наименьшими значениями железистости (рис.30) содержания титана минимальные. Количество его постепенно растёт от ультрамафитов, ассоциирующих с тектонизированными гипербазитами, к ультрамафитам, образующим единую группу с "нижним" габбро (преимущественно габбро Хопсекского массива). "Верхнее" габбро (Шатский массив) тесно связано с дайковым комплексом, на его стадии тренд дифференциации раздваивается и далее появляются две группы даек. Одна группа связана с эффузивами, близкими по содержанию титана и железистости к толеитам Красного моря. В другом случае наблюдается самостоятельная серия пород от второй более дифференцированной группы даек с близкими к ним лавами "островодужных" толеитов к высокотитанистым, максимально фракционированным "островодужным" толеитам, переходящим в известково-щелочные серии. Внутри дайкового комплекса (снизу вверх) по разрезу офиолитов, от даек в габбро к дайкам, близким к эффузивам, происходит смена составов от толеитов к известково-щелочной серии. В комплексе "дайка в дайке" составы даек ранних генераций на диаграмме  $TiO_2-FeO'/(FeO'+MgO)$  (см. рис.30) связаны с эффузивами, близкими к толеитам Красного моря, а более поздние начинают серию наиболее дифференцированных пород с высокотитанистыми эффузивами. Таким образом для офиолитов Западной Тувы устанавливается, что смена толеитовых серий известково-щелочными происходила в условиях непрерывного процесса растяжения, фиксируемого фактически единым комплексом параллельных даек. Тренд изменения составов преимущественно "островодужный", в группе эффузивов, близких к толеитам Красного моря, - "океанический".

При сравнении средних составов пород (см. табл.2,3) лавы, дайки, габбро офиолитов Западной Тувы обладают и "океаническими" и "островодужными" характеристиками. Тектонизированные гипербазиты соответствуют океаническим образованиям.

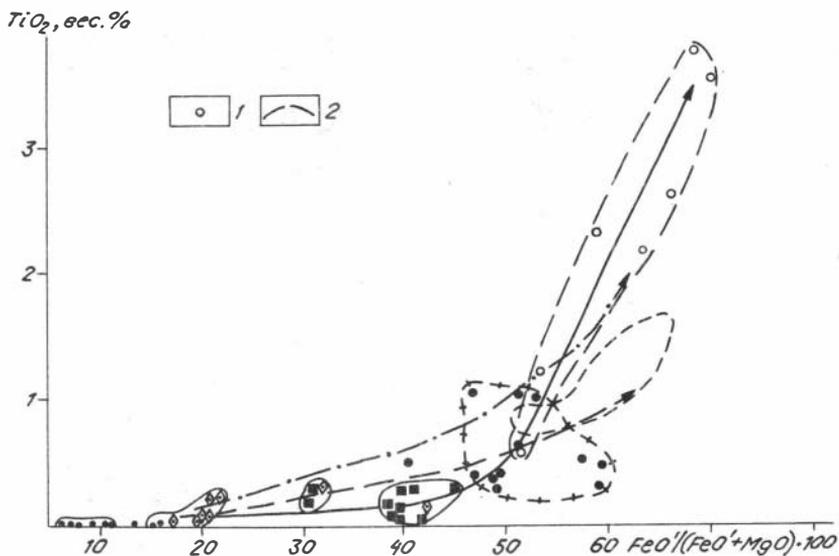
**Южная Тува** (Агардагский и Карашатский массивы). Содержание титана (рис.31) при переходе: тектонизированные гипер-



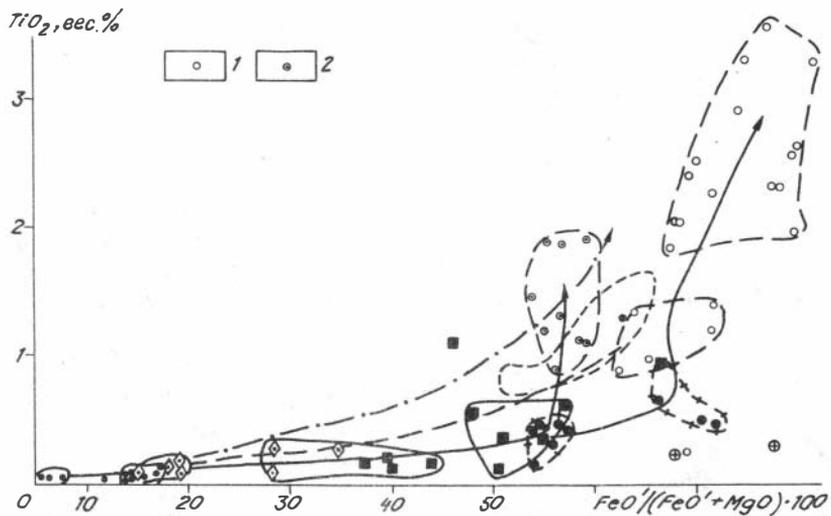
Р и с. 28. Диаграмма  $TiO_2$  - железистость ( $FeO'/(FeO'+MgO)$ ) для офиолитов Кузнецкого Алатау (Среднетерсинский массив). В дополнение к авторским использованы данные из работ /Волохов и др., 1969; Офиолитовая ассоциация..., 1982/:

1 - дайки; 2 - диорит-порфириды; 3 - дайковые, жильные гранитоиды; 4 - габбро-долериты, дайковые габброиды; 5 - габбро; 6 - ультрамафиты расслоенного комплекса; 7 - метаморфические, тектонизированные гипербазиты; 8 - поле дайкового комплекса; 9 - поля гипербазитов, габбро и других интрузивных образований; 10 - поле толеитовых базальтов осевой части Красного моря, построено по данным А.И.Альмухамедова и др. /1985/; 11 - тренд изменения составов пород офиолитовой ассоциации; 12, 13 - обобщенные тренды офиолитов в современных океанических (12) и островодужных (13) обстановках, построенные по данным табл.2 и материалам из работы /Hebert, 1982/.  
 $FeO' = FeO + 0,9Fe_2O_3$ .

базиты - ультрамафиты - группа расслоенного комплекса (ультрамафиты + "нижнее" габбро) увеличивается очень слабо. От "нижних" габбро к "верхним" содержание титана растет (от 0,1 до 0,6 %), причем наблюдаются породы с промежуточными составами, показывающие неразрывную связь обеих групп габбро. В "верхних" габбро тренд дифференциации раздваивается: резко растет содержание титана (до 1,3 %) к дайкам и сохраняется, с увеличением железистости, к диоритам. В этом офиолиты Южной Тувы обладают определенным сходством с офиолитами Троодоса (Кипр). Дайки перекрывают поле толеитов Красного моря и для них характерна прямая зависимость содержания титана от степени фракционирования. Единичные анализы эффузивов характеризуются высокими содержаниями титана (более 1,6 %) и располагаются на продолжении общего направления дифференциации, совпадающего здесь с океаническим трендом.



Р и с. 29. Диаграмма  $TiO_2 - FeO'/(FeO'+MgO)$  для офиолитов Западного Саяна (Куртушибинский хр.). В дополнение к авторским использованы данные из работ /Петрология и метаморфизм..., 1977; Сибилев, 1980/: 1 - эффузивы; 2 - поле эффузивов. Остальные усл. обозн. см. на рис.28.



Р и с. 30. Диаграмма  $TiO_2 - FeO'/(FeO'+MgO)$  для офиолитов Западной Тувы (Актовракский, Шатский, Хопсекский массивы). В дополнение к авторским использованы данные из работ В.В.Велинского, Н.С.Вартановой /1980а,б/:

1, 2 - разные типы эффузивов. Остальные усл. обозн. см. на рис.28.

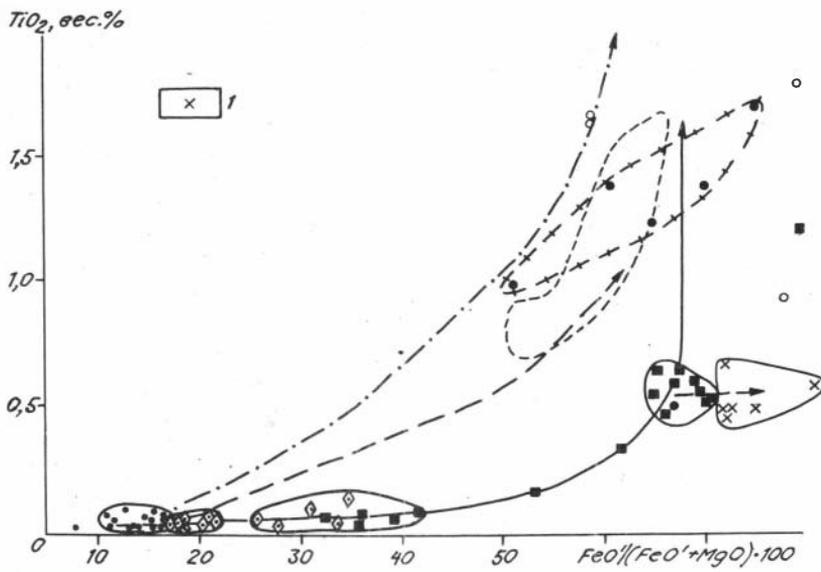
Средние составы пород рифейско-нижнепалеозойских офиолитов  
Алтае-Саянской области, вес.%

Породы	Офиолиты	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	n
	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Эффузивы (базальты)	2	50,60	2,33	15,41	13,42	6,83	7,73	2,80	0,88	70
	3	49,18	2,04	15,68	14,00	5,78	9,00	3,77	0,56	42
	4	51,76	1,76	16,39	11,59	6,00	8,89	3,15	0,48	10
	5	50,26	1,43	15,78	12,91	6,50	9,19	3,33	0,60	17
	6	52,89	1,06	15,50	13,97	5,62	6,92	3,92	0,12	8
Дайки (долериты)	1	50,70	0,99	15,71	10,89	7,55	10,51	2,71	0,94	21
	2	54,21	0,59	15,31	9,23	8,67	8,85	2,98	0,15	12
	3	51,13	1,23	15,31	11,75	7,41	9,60	3,11	0,46	16
	4	51,58	1,17	14,71	12,96	6,00	11,45	2,03	0,12	7
	5	53,19	0,71	16,73	9,68	7,02	8,37	3,86	0,45	3
	6	50,95	1,59	14,91	14,30	5,59	8,36	3,91	0,40	25
Габбро	1	49,06	0,26	16,40	8,44	10,23	13,70	1,72	0,23	12
	2	48,34	0,27	18,00	8,08	9,63	13,43	1,98	0,28	28
	3	50,60	0,87	16,98	10,73	7,74	10,07	2,67	0,34	25
	4	47,08	0,40	17,10	13,58	8,05	12,79	0,91	0,09	61
	5	51,01	0,10	14,30	7,84	11,74	13,37	1,50	0,13	6
	6	50,05	1,95	16,64	13,98	6,87	8,02	3,19	0,30	4
Тектонизи- рованные гиперба- зиты	1	41,14	0,03	0,85	10,30	47,24	0,36	0,06	0,01	73
	2	42,99	0,02	0,83	8,62	46,74	0,76	0,02	0,01	54
	3	45,26	0,05	1,10	6,69	45,89	0,88	0,11	0,02	14
	4	43,78	0,07	0,69	9,01	45,72	0,58	0,13	0,03	45
	5	43,26	0,03	0,38	7,91	47,68	0,55	0,16	0,03	6
	6	44,91	0,07	1,23	9,32	43,27	0,94	0,20	0,06	34

Примечание. Офиолиты: 1 - Кузнецкого Алатау, 2 - Западного Саяна, 3 - Западной и 4 - Южной Тувы, 5 - Восточного Саяна, 6 - Горного Алтая. В дополнение к данным автора использованы химические анализы из работ /Волохов и др., 1969,1973; Петрология..., 1977; Велинский, Вартанова, 1980а,б; Зайков, 1980; Сибилев, 1980; Велинский, Гора, 1983; Добрецов и др., 1985/.

По средним значениям составов (см. табл.2, 3) эффузивы офиолитов Южной Тувы ближе к океаническим толеитам; дайки, габбро - "океанические". Тектонизированные гипербазиты соответствуют островодужным образованиям.

Горный Алтай (район Чаган-Узунского массива). Отличительной особенностью офиолитов Горного Алтая (курайские офиолиты) является наличие в их составе пород бонинитовой серии. Сравнение химических составов (табл.4) показало, что пироксеновые порфиры Горного Алтая по большинству петрогенных компонентов (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O) либо совпадают, либо достаточно близки (попадая в пределы колебаний значений соответствующих окислов) с данными бонинитов



Р и с. 31. Диаграмма  $TiO_2 - FeO'/(FeO' + MgO)$  для офиолитов Южной Тувы (Агардагский, Карашатский массивы). В дополнение к авторским использованы данные из работ В.В.Велинского, Н.С.Вартановой /1980а,б/:

1 - диориты, кварцевые диориты. Остальные усл. обозн. см. на рис.28.

современных энсиматических дуг (Марианская, Тонга, Бонинские о-ва). Содержания  $MgO$  в пироксеновых порфиритах офиолитов Горного Алтая совпадают со средними значениями в целом для бонинитов (см. табл.4), а также для бонинитов Марианского желоба и Бонинских островов. Высокие значения хрома (893 г/т в среднем) в порфиритах Горного Алтая отвечают данным по бонинитам Марианской дуги, Бонинских островов и бонинитам в целом. На вариационной диаграмме  $Ti/Cr - Ni$  изученные порфириды располагаются в области бонинитовых серий с крайне низкими отношениями  $Ti/Cr = 1,6-2$ . Таким образом по особенностям химических составов пироксеновые порфириды офиолитов Горного Алтая идентичны породам бонинитовых серий современных энсиматических дуг западной части Тихого океана.

Бониниты офиолитов Горного Алтая по основным характеристикам петрогенных компонентов ( $SiO_2, MgO, TiO_2$ ) совпадают с данными по бонинитам Восточного Саяна (см. табл.4). Устанавливаются в них также одинаковые содержания  $Sr, Co, Cu$ . В то же время бониниты Горного Алтая обогащены по сравнению с бонинитами Восточного Саяна и современных островных дуг  $Fe, Ca$  и обеднены  $Al, Ni$ . По содержанию  $V, Zn$  породы Горного Алтая ближе к бонинитам островных дуг, чем бониниты Восточного Саяна. Бониниты Горного Алтая по сравнению с другими бонинитовыми сериями обогащены  $Va$  и имеют низкие концентрации  $Rb$ .

По особенностям распределения титана в зависимости от железистости пород (рис.32) в офиолитах Горного Алтая обособляется семь групп. Тектонизированные

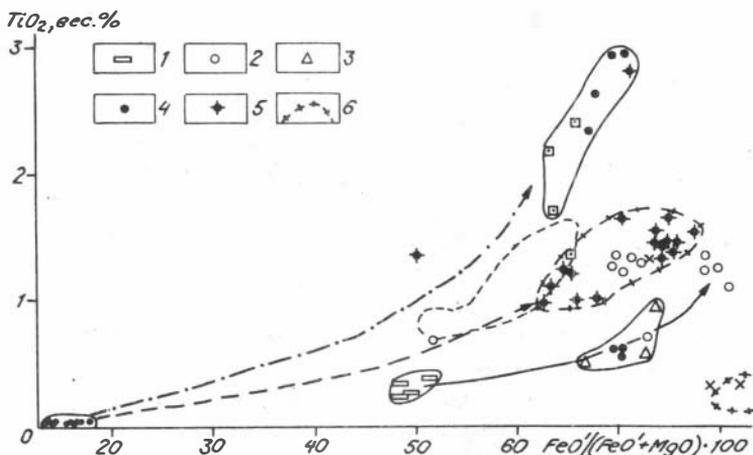
Таблица 4

## Составы пород бонинитовой серии

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	54,70	54,55	54,66	54,64	56,17	56,36	55,76	55,80	57,94	53,85
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,24	0,34	0,27	0,28	0,29	0,20	0,20	0,17	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,28	11,19	9,41	10,63	10,93	13,63	11,51	11,15	11,51	10,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,57	11,02	10,85	10,81	11,11	9,05	9,37	9,13	9,34	9,26
MnO	0,21	0,22	0,25	0,23	0,24	0,15	0,14	0,15	0,18	0,18
MgO	10,22	10,21	10,23	10,22	10,51	10,98	10,82	15,68	12,02	14,72
CaO	7,89	7,37	9,78	8,35	8,58	6,41	6,79	7,19	7,76	8,31
Na <sub>2</sub> O	1,13	1,90	2,15	1,73	1,78	3,47	1,96	0,86	1,46	1,14
K <sub>2</sub> O	0,54	0,24	0,32	0,37	0,38	0,42	0,82	0,69	0,50	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,12
П.п.п.*	3,04	3,30	1,92	2,72			3,81			1,49
n	1	1	1	3	3	13	5	5	14	2
Rb	8,8	3,4	4,7	5,6				11	9,7	
Ba	127	102	140	123				18	27	
Sr	104	88	110	101		110		72	71	
Ni	82	93	91	89		150	314	356	192	460
Co	40	41	46	42		34			40	115
Cr	800	830	1050	893		500	958	915	786	1800
V	210	210	290	237		100				400
Be	0,6	0,4	0,4	0,5						
Cu	58	10	90	53		60				130
Zn	117	124	92	111		54				140
n	1	1	1	3		13	5	5	5-14	1-2

Примечание: 1-5 - бониниты Горного Алтая (1 - С-106а-89, 2 - С-1066-89, 3 - С-1076-89, 4 - среднее из этих трех образцов, 5 - среднее значение, пересчитанное на сухой остаток); 6 - средний безводный состав бонинитов из офиолитов Восточного Саяна /Добрецов и др., 1985/; 7 - средний состав бонинитов по данным НЛ.Добрецова и др. /Геология дна..., 1980/; 8,9 - средние безводные составы бонинитов Марианской дуги (8) и Бонинских островов (9) /Петрология..., 1987/; 10 - бониниты из дуги Тонга /Высоцкий и др., 1983; Петрология и геохимия..., 1987/. Окислы даны в вес.%, редкие элементы в г/т; П.п.п. - п.п.п. или H<sub>2</sub>O; n - количество анализов; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* - общее железо.

гипербазиты оторваны от всех остальных пород. Среди основных пород выделяются: низкотитанистые серии, которые связаны единым трендом эволюции (бониниты - дайки - силлы - "островодужные" эффузивы), а также высокотитанистая "океаническая" группа ("верхние" дайковые габбро+ дайки). Дайки габбро-долеритов, находящиеся в гипербазитовом массиве, формируют группу на продолжении островодужного тренда, частично перекрывая эффузивы. В целом они располагаются между



Р и с. 32. Диаграмма  $TiO_2 - FeO'/(FeO'+MgO)$  для офиолитов Горного Алтая (Чаган-Узунский массив, курайские офиолиты). В дополнение к авторским использованы данные из работы В.В.Велинского, О.Л.Банникова /1982/:

1 - бониниты; 2 - афировые лавы; 3 - силлы; 4 - дайки курайских офиолитов; 5 - дайки в Чаган-Узунском гипербазитовом массиве; 6 - поле гранитоидов из офиолитов Троодоса (Кипр), построено по данным /Pantazis, 1980/. Остальные усл. обозн. см. на рис.28.

"океаническим" дайковым комплексом и "островодужной" бонинитовой серией. Тоналиты и кварцевые порфиры вместе с частью пирокластитов соответствуют гранитоидам Троодоса (Кипр).

По средним значениям составов (см. табл.2, 3) породы офиолитов Горного Алтая обладают как островодужными, так и океаническими характеристиками.

Приведенные петрохимические исследования офиолитов Алтае-Саянской области позволили выяснить ряд особенностей составов породных комплексов, слагающих офиолиты.

1. Тектонизированные гипербазиты разбиваются на две группы. Отчетливо выделяются наиболее магнезиальные асбестоносные ультрабазиты.

2. Среди ультрамафитов также наблюдаются две группы: в ассоциации с тектонизированными гипербазитами и в составе расслоенного габбро-гипербазитового комплекса.

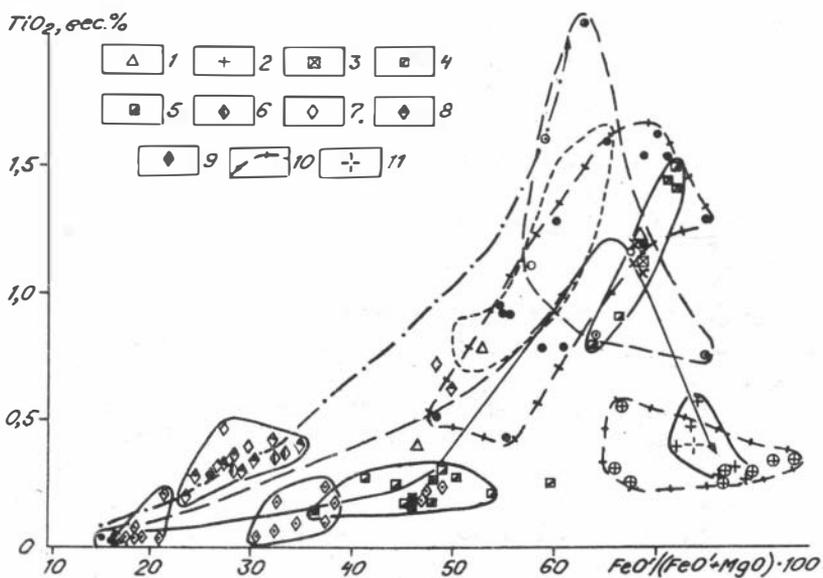
3. Среди габбро выделяются низкотитанистые слабодифференцированные "нижние" габбро и более титанистые и дифференцированные, с переходами в дайки и диориты - "верхние" габбро. "Нижние" габбро офиолитов Алтае-Саянской складчатой области хорошо отличаются от подобных габброидов всех других рассмотренных офиолитов очень низкими (до 0,1-0,2 %) содержаниями титана.

4. Дайки характеризуются переходными составами от толеитов к известково-щелочным сериям.

5. Среди эффузивов возможно, как и в случае офиолитов Мугоджар (Южный Урал); выделение двух серий, близких к толеитам Красного моря и высокотитанистых сильнодифференцированных.

### Офиолиты в зоне перехода океан-континент

**Хребт Пекульней (Чукотка).** Породы ультраосновной (пикритовой) серии, как в офиолитах о-ва Карагинский (Камчатка) и Троодоса (Кипр), обладают повышенным содержанием титана (до 0,45 %) по сравнению с ультрамафитами расслоенного комплекса (рис.33). Выделяются две четкие группы ультрамафитов, связанных с тектонизированными гипербазитами и габброидами. По положению на диаграмме  $TiO_2$ -железистость кислые породы хр.Пекульней совпадают с гранитоидами офиолитов Троодоса. Общий тренд дифференциации составов пород хр.Пекульней практически аналогичен тренду офиолитов Троодоса и близок к островодужному.



Р и с. 33. Диаграмма  $TiO_2 - FeO'/(FeO' + MgO)$  для офиолитов хр.Пекульней и Усть-Бельского массива (Чукотка):

1 - силлы; 2 - интрузивы гранитоидов; 3 - габбро-диориты; 4 - уралитизированные габбро; 5 - габбро-нориты; 6-9 - серия ультраосновных, пикритовых пород (6 - пирокластиты, 7 - лавы, 8 - дайки, 9 - интрузии); 10 - поле гранитоидов Троодоса; 11 - кислые эффузивы. Остальные усл. обозн. см. на рис.28.

По средним составам (см. табл.2, 5) эффузивы хр.Пекульней ближе к "океаническим" породам. Дайки - "островодужные". Габбро имеют смешанные характеристики. Гипербазиты относятся к "океаническим" образованиям.

**Остров Карагинский (Восточная Камчатка).** По повышенному содержанию

Таблица 5

Средние составы пород офиолитов в зоне перехода океан-континент, вес.%

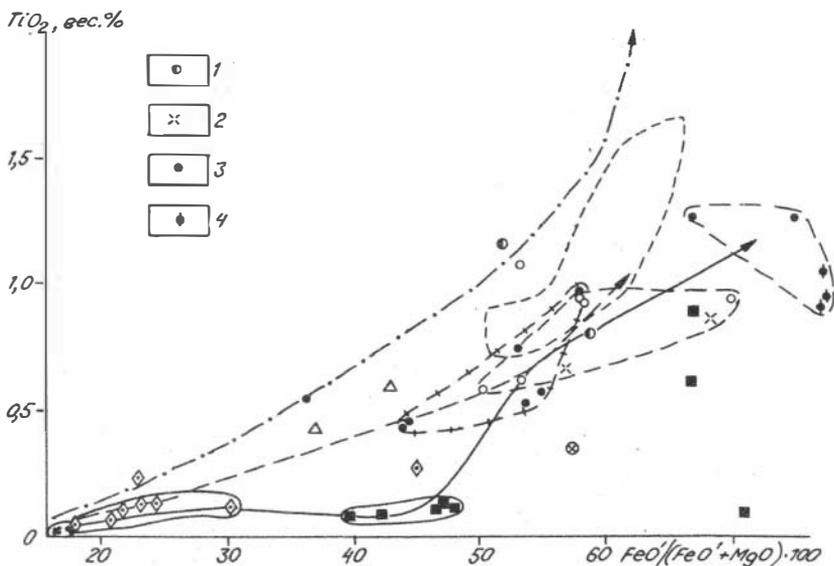
Породы	Офиолиты	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	n
Эффузивы (базальты)	1	51,86	0,85	17,74	9,98	6,23	8,79	3,32	1,24	43
	2	50,01	1,72	14,92	12,97	6,45	10,09	3,33	0,50	15
	3	50,64	1,36	16,90	9,97	7,42	9,45	3,63	0,62	29
	4	50,68	2,05	13,27	13,62	6,73	9,16	4,05	0,42	6
Дайки (долериты)	1	53,65	1,08	17,83	9,84	5,50	7,64	3,06	1,40	26
	2	49,77	1,35	15,37	10,65	8,59	11,65	2,55	0,09	24
	3	50,21	0,84	15,90	10,62	6,69	11,38	3,47	0,90	12
	4	51,21	1,06	17,06	10,92	6,23	10,88	2,31	0,30	15
Габбро	1	51,15	0,65	18,03	8,98	7,38	10,29	2,84	0,68	23
	2	48,17	0,34	19,02	6,28	8,89	15,29	1,93	0,09	22
	3	48,20	0,27	20,54	7,51	8,10	14,25	0,90	0,24	8
	4	48,82	0,46	19,23	8,40	6,36	15,22	1,39	0,13	33
Тектонизи- рованные гипербазиты	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	43,54	0,06	1,00	8,97	45,33	0,91	0,17	0,02	20
	3	44,09	0,07	0,76	9,84	44,02	1,12	0,03	0,07	14
	4	42,17	0,09	1,82	10,01	44,78	0,95	0,13	0,05	42

Примечание. Офиолиты: 1 - о-ва Шикотан (Курильские о-ва); 2 - п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка); 3 - о-ва Карагинский (Восточная Камчатка); 4 - хр.Пекульней (Чукотка). В дополнение к данным автора использованы химические анализы из работ /Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Сергеев, 1976; Хотин, 1976; Велинский, 1979; Лутц, 1980; Марков и др., 1982; Парфенов и др., 1983; Говоров, Цветков, 1985; Бехтольд и др., 1986; Высоцкий, 1985; Леснов, 1986; Петрология..., 1987; Шульдинер и др., 1987/. В случае офиолитов хр.Пекульней использованы также анализы тектонизированных гипербазитов Усть-Бельского массива.

титана (рис.34) пикриты о-ва Карагинский четко отличаются от ультрамафитов расслоенного комплекса. В габбро количество титана минимально и имеет те же значения, что и для ультрамафитов (около 0,1 %), т.е. значительно меньше чем в островодужных (о-в Шикотан) и океанических габбро (разлом Зеленого Мыса, хр.Муссау). Дайки разбиваются на две группы: менее дифференцированные и с меньшим содержанием титана, чем лавы, и более дифференцированные и более титанистые (здесь же находятся породы из комплекса типа "дайка в дайке"). Эффузивы, по сравнению с толеитами Красного моря, низкотитанистые. Тренд изменения составов пород характеризуется для ультрабазитов и габбро незначительным повышением содержания титана и резким подъемом при переходе к дайкам и лавам и в целом соответствует островодужному.

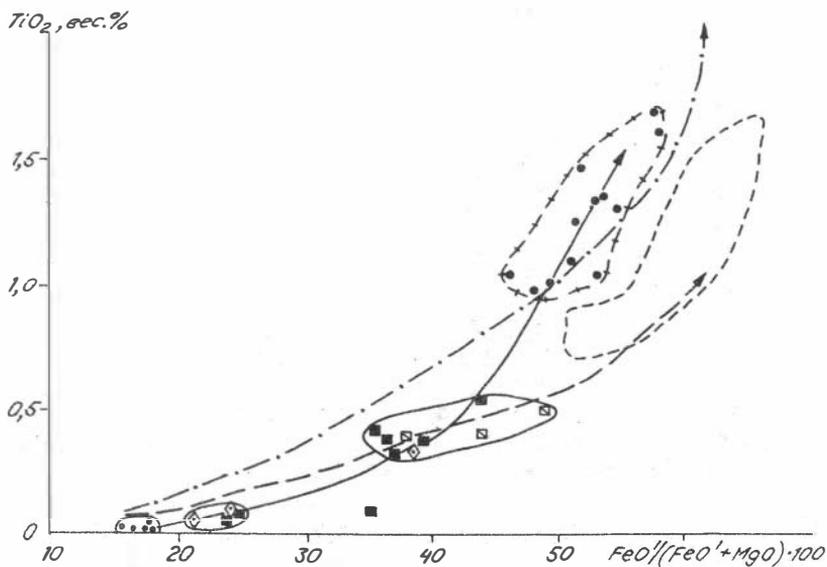
По средним составам пород (см. табл.2, 5) эффузивы офиолитов о-ва Карагинский имеют промежуточные значения между островодужными толеитами и породами известково-щелочной серии. Дайки ближе к известково-щелочным сериям. Габбро и тектонизированные гипербазиты имеют смешанные характеристики.

**Полуостров Камчатский Мыс** (Восточная Камчатка). Наименьшие содержания



Р и с. 34. Диаграмма  $TiO_2 - FeO'/(FeO'+MgO)$  для офиолитов о-ва Карагинский (Камчатка).

1 - пирокластиты; 2 - андезиты; 3,4 - различные типы даек. Остальные усл. обозн. см. на рис.28.

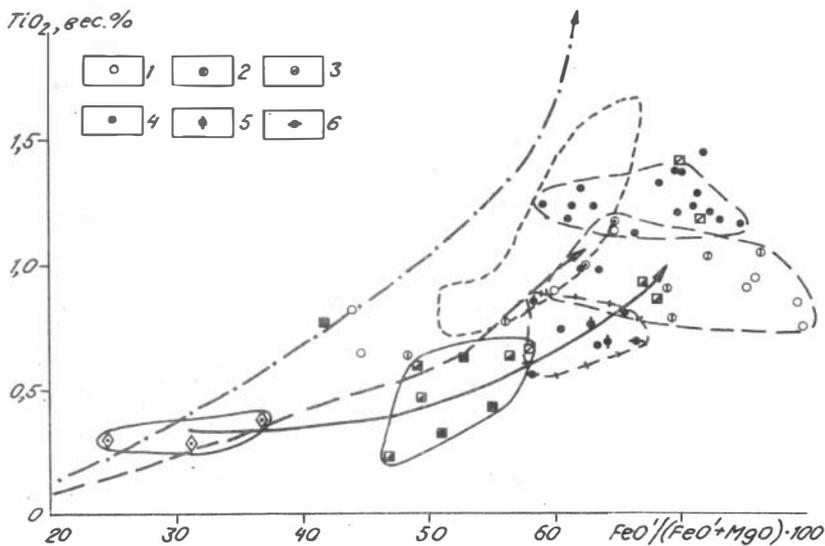


Р и с. 35. Диаграмма  $TiO_2 - FeO'/(FeO'+MgO)$  для офиолитов п-ова Камчатский Мыс (Камчатка). Усл. обозн. см. на рис.28, 33.

титана (около 0,06 %) наблюдаются в ультрабазитах горы Солдатской (рис.35). Часть габбро с минимальным количеством титана (до 0,1 %) формирует единую с ультрамафитами расслоенного комплекса группу. Другая часть - с повышенным содержанием титана (около 0,3-0,5 %) группируется совместно со скриновыми габбро. Дайки образуют отдельную компактную группу с содержанием титана, аналогичным толеитам Красного моря. Для даек устанавливается прямая зависимость титана от железистости. В целом общий тренд дифференциации составов в офиолитах Камчатского Мыса идентичен тренду хр.Муссау (Тихий океан) и наиболее близок к океаническому.

При сравнении средних составов (см. табл.2, 5) эффузивы Камчатского Мыса имеют смешанные характеристики, а остальные породы офиолитов (гипербазиты, габбро, дайки) являются "океаническими" образованиями.

**Остров Шикотан** (Курильская дуга). На диаграмме  $TiO_2$  - железистость (рис.36) образования о-ва Шикотан хорошо отличаются от океанических офиолитов. Ультраосновные породы расслоенного комплекса и габбро значительно более дифференцированы и обогащены титаном по сравнению с океаническими. Дайки разбиваются на две группы: высокотитанистые (до 1,4 %) юго-восточного побережья и низкотитанистые (0,55-0,85 %) преимущественно располагающиеся на северо-западном побережье. Эффузивы образуют в основном одну группу, находящуюся между полями даек. Они четко отличаются от толеитов Красного моря: более дифференцированные, менее титанистые и в них отсутствует зависимость содержания титана от железистости. Тренд дифференциации пород о-ва Шикотан хорошо соответствует островодужному.



Р и с. 36. Диаграмма  $TiO_2$  -  $FeO'/(FeO'+MgO) \cdot 100$  для офиолитов о-ва Шикотан (Курильская дуга):

1-3 - разные типы лав; 4-6 - разные типы даек. Остальные усл. обозн. см. на рис.28,33.

При сравнении средних составов пород (см.табл.2,5) отчетливо видно, что дайки и базальты о-ва Шикотан принадлежат к типичным известково-щелочным островодужным сериям и резко отличаются от океанических образований. Четкие отличия от океанических характеристик наблюдаются и в случае габбро.

Обобщая результаты петрохимических исследований офиолитов, можно выделить в переходной зоне океан-континент две наиболее характерные особенности:

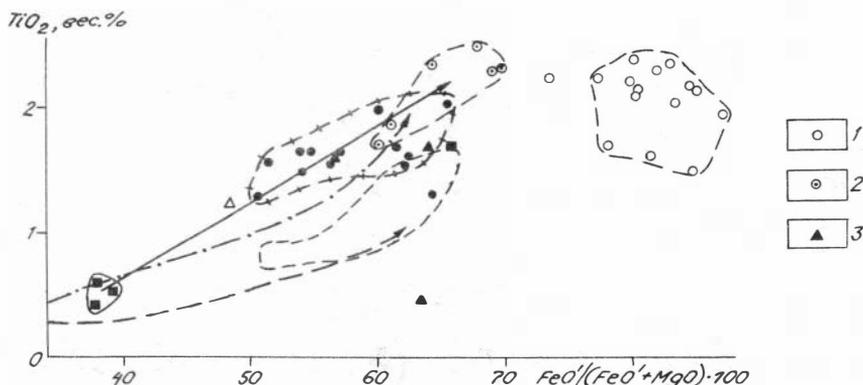
1) в рассмотренной переходной зоне океан-континент резко различаются по петрохимическим критериям офиолиты островных дуг (о-в Шикотан) и собственно окраины континента (Камчатский Мыс, о-в Карагинский, хр.Пекульней);

2) в последовательном ряду офиолитов, располагающихся непосредственно около океана и далее вовнутрь континентальных структур (о-в Шикотан - Камчатский Мыс - о-в Карагинский - хр.Пекульней), намечаются закономерные изменения петрохимических характеристик. Отчетливо видно, что чем дальше от океана, тем выше по разрезу офиолитов идет смена толеитовых серий известково-щелочными, т.е. в офиолитах, располагающихся последовательно от океанов в глубь континентов, возрастает роль толеитовых серий.

### Палеозойские и мезозойские офиолиты

В качестве сравнительного материала были привлечены петрохимические данные по хорошо известным офиолитам Мугоджар (Южный Урал) и Троодоса (Кипр). Использовались в основном оригинальные анализы с привлечением данных других исследователей.

**Мугоджары** (Южный Урал). На диаграмме  $TiO_2$  - железистость для базальтов Мугоджар предыдущими исследователями /Кузьмин, Альмухамедов, 1984/ была установлена прямая зависимость содержания титана от  $FeO'/(FeO'+MgO)$ . Подобные закономерности характерны для толеитовых серий океанов /Bryan, Moore, 1977/. По нашим данным (рис.37), наблюдается четкий прямолинейный тренд возрастания

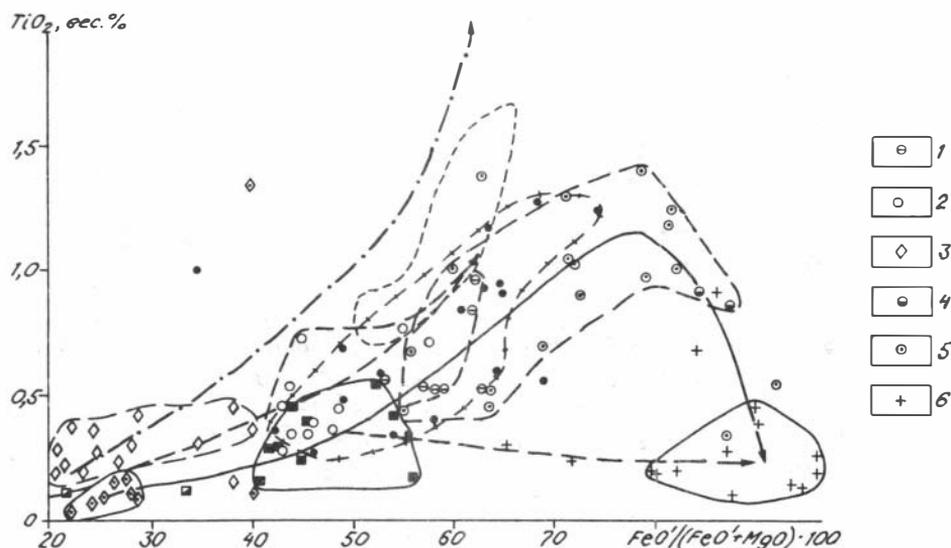


Р и с. 37. Диаграмма  $TiO_2$  -  $FeO'/(FeO'+MgO)$  для офиолитов Мугоджар (Южный Урал):

1,2 - разные типы лав; 3 - вторичные камеры. Остальные усл. обозн. см. на рис.28.

количества титана в последовательной смене пород: габбро - дайки - лавы, ассоциирующие с дайками. В общем, петрохимические исследования офиолитов Мугоджар показывают, что мы имеем дело с ассоциацией пород, очень близкой по своим характеристикам к офиолитам (океанической коре) срединно-океанических хребтов.

**Троодос (Кипр).** На диаграмме  $TiO_2$  - железистость (рис.38) видно, что основные изменения составов пород офиолитов Троодоса приурочены к островодужному тренду.

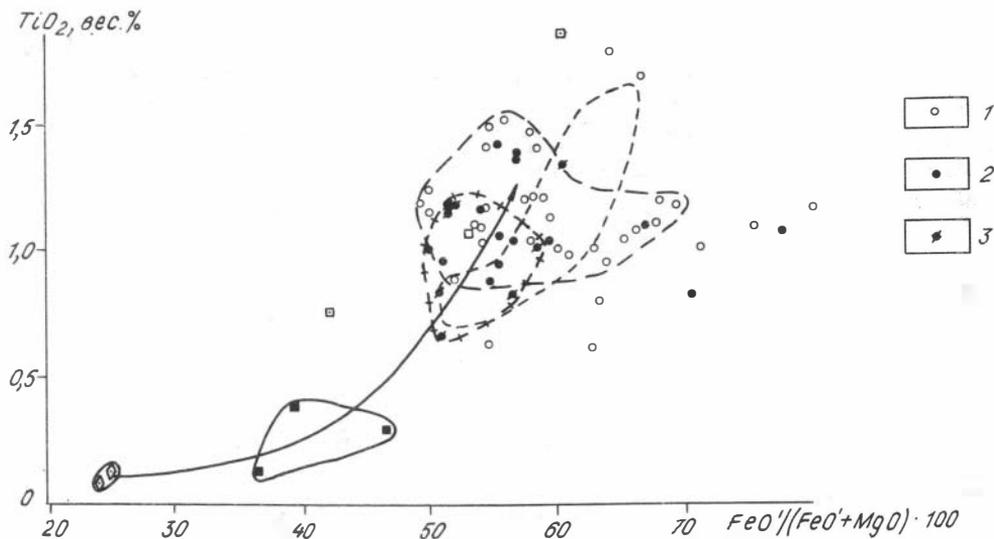


Р и с. 38. Диаграмма  $TiO_2$  -  $FeO'/(FeO' + MgO)$  для офиолитов Троодоса (Кипр). В дополнение к авторским (образцы А.В.Соболева) использованы данные из работ Р.Г.Колмана /1979/ и Th.M.Pantazis /1980/:

1-3 - верхние лавы (1 - стекла, 2 - базальты, 3 - пикриты, оливковые базальты); 4,5 - нижние лавы (4 - стекла, 5 - базальты, андезиты); 6 - гранитоиды. Остальные усл. обозн. см. на рис.28,33.

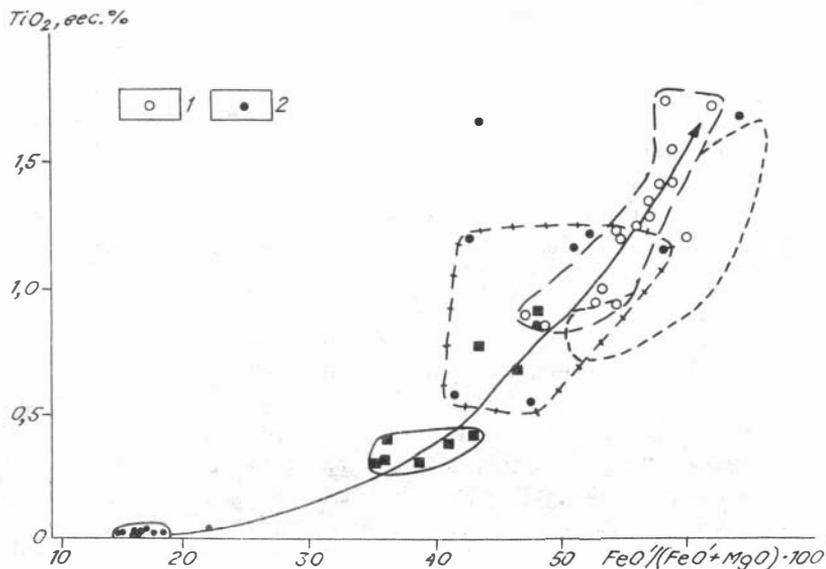
### Офиолиты в океанических областях

На основе оригинальных анализов с использованием данных других авторов построены диаграммы  $TiO_2$  - железистость для офиолитов разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет) и хр.Муссау (Тихий океан) (рис.39, 40). Закономерности размещения отдельных групп пород на этих диаграммах, так же как и поля составов толеитовых базальтов осевой части Красноморского рифта (построены по данным А.И.Альмухамедова и др., /1985/), используются при петрохимическом анализе офиолитов складчатых областей в качестве эталонов.



Р и с. 39. Диаграмма  $TiO_2 - FeO'/(FeO'+MgO)$  для офиолитов хр.Муссау (Тихий океан). В дополнение к данным автора (образцы В.Ю.Колобова) использованы анализы из работы Ю.М.Пущаровского, Ю.Н.Разницына /1986/:

1 - базальты; 2,3 - различные типы долеритов. Остальные усл. обозн. см. на рис.28.

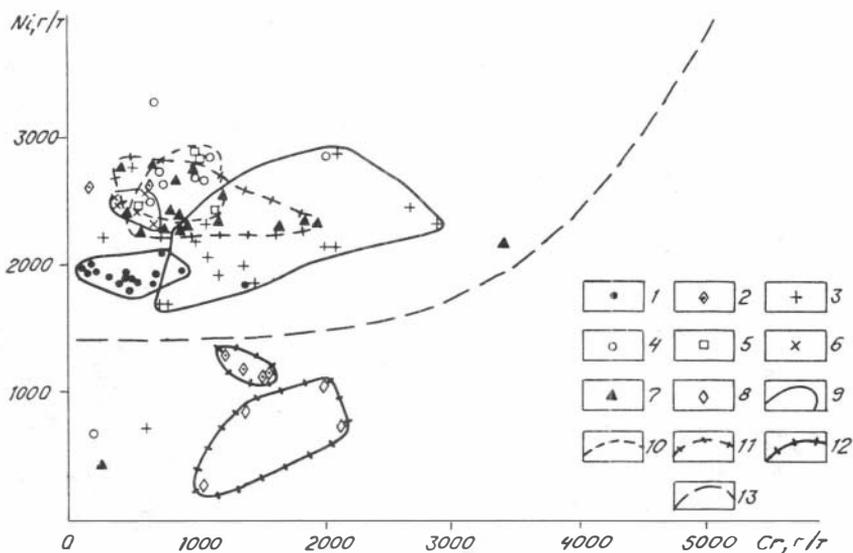


Р и с. 40. Диаграмма  $TiO_2 - FeO'/(FeO'+MgO)$  для офиолитов разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет). В дополнение к данным автора использованы анализы С.Г.Сколотнева:

1 - базальты; 2 - долериты. Остальные усл. обозн. см. на рис.28.

## Геохимические особенности гипербазитов

Особенности составов гипербазитов рассмотрены с помощью диаграмм взаимосвязей никеля и хрома. Гипербазиты рифейско-нижнепалеозойских офиолитов (рис.41) четко разбиваются на тектониты (основная масса имеющегося аналитического материала) и кумуляты - ультрабазиты из расслоенного комплекса Наранского массива (Монголия) и ультрабазиты Карашатского массива (Южная Тува). Гипербазиты Карашатского массива столь резко отличаются как от гипербазитов Агардагского, так и от Тарлашкинского массивов, что объяснить их генезис какими-либо сходными процессами не возможно. Хорошо различаются асбестоносные массивы (Куртушибинский, Актотвракский), характеризующиеся практически одинаковыми распределениями никеля и хрома, близкими к малохромистым гипербазитам Срединно-Атлантического хребта (разлом Зеленого Мыса), от хромитоносных (Наранский, Среднетерсинский, Агардагский), для которых выделяются свои дискретные поля. Ультрабазиты Наранского массива (тектониты) формируют компактное поле, четко отличающееся от всех остальных рассмотренных гипербазитов. Гипербазиты Среднетерсинского массива имеют широкие вариации значений никеля и хрома

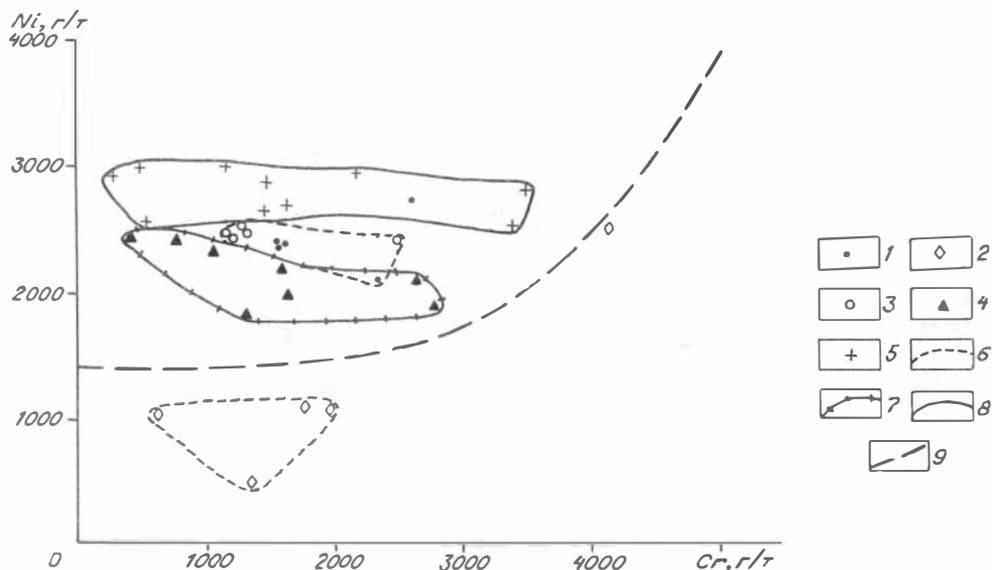


Р и с. 41. Соотношение никеля и хрома в гипербазитах древних (рифейско-нижнепалеозойских) офиолитов:

1,2 - Наранский массив (1 - тектонизированные гипербазиты, 2 - гипербазиты расслоенного комплекса); 3 - Среднетерсинский массив; 4 - Куртушибинский хребет; 5 - Актотвракский массив; 6 - Агардагский массив; 7 - Тарлашкинский массив; 8 - Карашатский массив; 9, 10 - поля хромитоносных (9) и асбестоносных (10) массивов; 11 - поле гипербазитов Тарлашкинского массива; 12 - поля ультраосновных кумулятов Наранского и Карашатского массивов; 13 - линия раздела ультраосновных тектонитов и кумулятов /Малпас, Стевенс, 1977/.

(содержат максимум хрома для всех гипербазитов из древних офиолитов) и перекрывают поля гипербазитов переходной зоны океан-континент, массива Троодос и Срединно-Атлантического хребта. Гипербазиты Агардагского массива четко отличаются по содержанию хрома от Среднетерсинского и сходны с малохромистыми ультрабазитами Троодоса и Срединно-Атлантического хребта. Породы Агардагского и Тарлашкинского массивов, находящиеся в толщах с различной степенью метаморфизма, несколько отличаются друг от друга; гипербазиты Тарлашкинского массива (более высокая степень метаморфизма вмещающих пород) имеют большой разброс значений никеля и особенно хрома (до 2000 г/т), в то время как в Агардагском массиве максимум хрома – 700 г/т.

Гипербазиты офиолитов в переходной зоне океан-континент (рис.42) также хорошо разделяются на основную массу с тектонитовыми характеристиками и на кумулятивные ультрабазиты из расслоенных комплексов. Ультраосновные тектониты переходной зоны океан-континент (Усть-Бельский массив, п-ов Камчатский Мыс) хорошо отличаются от гипербазитов Троодоса и Срединно-Атлантического хребта, располагаясь по содержанию никеля между ними, и полностью соответствуют гипербазитам Среднетерсинского массива. Гипербазиты Троодоса, располагаясь в



Р и с. 42. Соотношение никеля и хрома в гипербазитах переходной зоны океан-континент, массива Троодос и Срединно-Атлантического хребта:

1 - Усть-Бельский массив; 2 - гипербазиты из расслоенного комплекса хр.Пекульной и Усть-Бельского массива; 3 - Камчатский Мыс; 4 - Троодос (к данным автора добавлены анализы из работ: Р.Г.Колмана /1979/, Th.M.Pantazis /1980/); 5 - разлом Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребт); 6 - поля гипербазитов в переходной зоне океан-континент; 7 - поле гипербазитов Троодоса; 8 - поле гипербазитов Срединно-Атлантического хребта; 9 - линия раздела ультраосновных тектонитов и кумулятов /Малпас, Стивенс, 1977/.

области тектонитов, имеют минимальные значения никеля, сравнимые с данными по Наранскому массиву. Ультрабазиты Срединно-Атлантического хребта характеризуются устойчивыми высокими содержаниями никеля (2500-3000 г/т) с широкими вариациями хрома (250-3500 г/т) и по этим особенностям не имеют аналогов среди гипербазитов в складчатых областях внутри континентов и в зоне перехода океан-континент.

Краткий разбор геохимических особенностей изученных гипербазитов позволил сделать некоторые выводы.

1. Установлены четкие разделения гипербазитов на тектониты и ультраосновные кумуляты расслоенного комплекса. В частности, ультрабазиты Карашатского массива согласно рассмотренным характеристикам являются кумулятами.

2. Массивы асбестоносных гипербазитов хорошо отличаются от хромитоносных по распределению никеля и хрома.

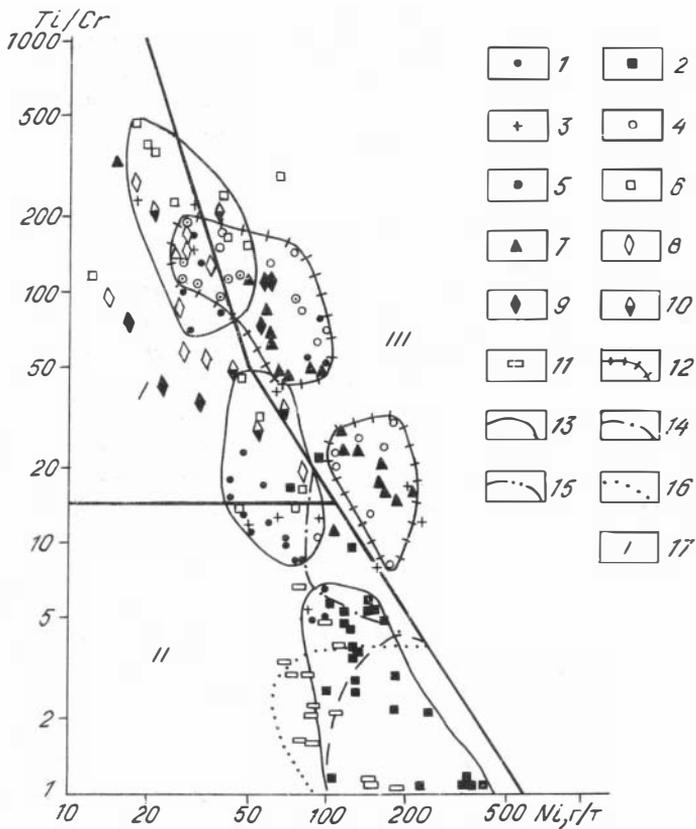
3. Среди гипербазитов в древних офиолитах можно выделить три основных типа: а) гипербазиты асбестоносных массивов (Куртушибинский, Актовракский) и Южной Тувы (Агардагский, Тарлашкинский), характеризующиеся высокими содержаниями никеля и низкими хрома и совпадающие в основном по этим данным с малохромистыми океаническими гипербазитами (Срединно-Атлантический хребет); б) гипербазиты Кузнецкого Алатау (Среднетерсинский массив) с максимальными значениями хрома, совпадающие с данными по ультрабазитам переходной зоны океан-континент, массива Троодос и высокохромистыми гипербазитами Срединно-Атлантического хребта; в) гипербазиты Монголии (Наранский массив) с минимальными значениями никеля и хрома, четко отличающиеся от всех остальных гипербазитов.

4. Гипербазиты переходной зоны океан-континент хорошо отличаются от океанических и Троодоса и близки к гипербазитам Среднетерсинского, Тарлашкинского массивов.

### **Геохимические особенности дайковых комплексов и эффузивов**

Особенности составов верхних членов офиолитов (дайки и эффузивы) рассмотрены с помощью вариационной диаграммы  $Ti/Cr - Ni$  для базальтов различных современных тектонических обстановок /Кепежинская и др., 1985, 1987; Vessalova et al., 1980, 1983/.

Древние (рифейско-нижнепалеозойские) офиолиты по особенностям распределения  $Ti$ ,  $Cr$ ,  $Ni$  (рис.43) можно разделить на три группы: 1) преимущественно с "океаническими" характеристиками (Западный Саян, Южная Тува); 2) с преобладанием "островодужных" характеристик (Кузнецкий Алатау, Западная Тува); 3) "островодужные" офиолиты, содержащие бонинитовые серии (хр.Хан-Тайширин, Монголия; Горный Алтай). Бониниты, характерные для офиолитов хр.Хан-Тайширин, отмечаются преимущественно в западной части офиолитовой ассоциации (собственно хантайширский офиолитовый комплекс). В восточной части хр.Хан-Тайширин (Наранский массив) бониниты практически не устанавливаются, и в целом дайки и

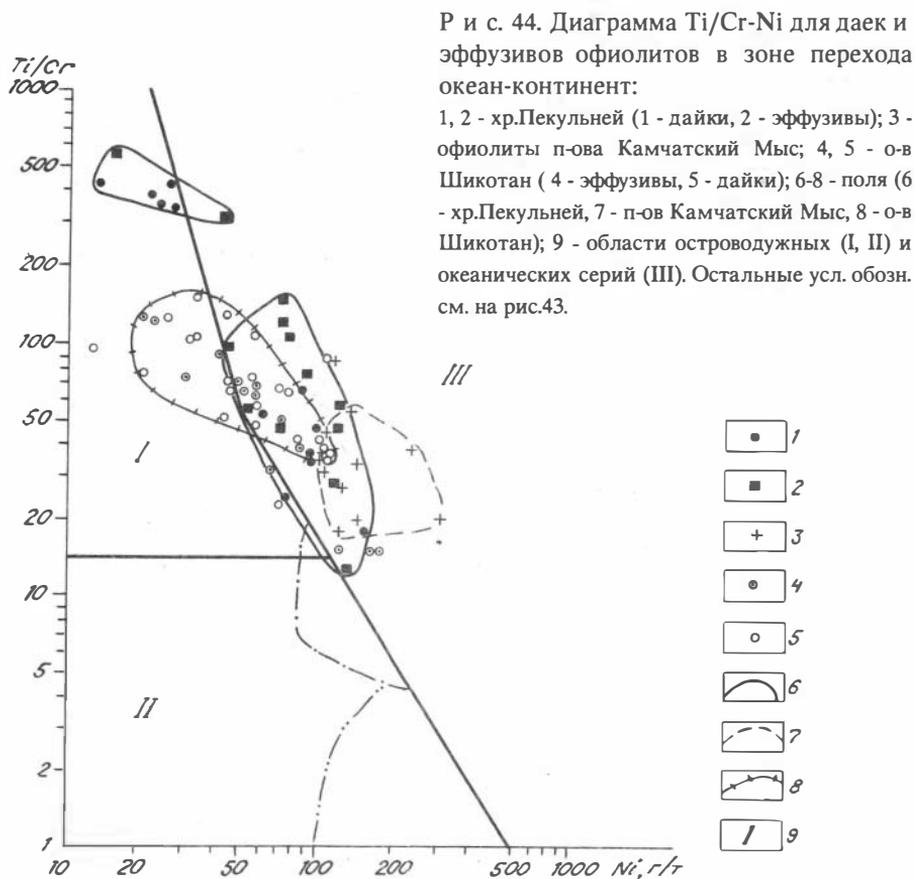


Р и с. 43. Диаграмма  $Ti/Cr-Ni$  для даек и эффузивов рифейско-нижнепалеозойских офиолитов:

1 - Наранский массив (Монголия); 2 - Хантайширский массив (Монголия); 3 - Среднетерсинский массив (Кузнецкий Алатау); 4 - Куртушибинский хребет (преимущественно дайки); 5 - Куртушибинский хребет (эффузивы, данные взяты из работы Н.Л.Добрецова с соавторами, 1985); 6 - Западная и 7 - Южная Тува; 8-11 - эффузивы (8), дайки курайских офиолитов (9), дайки в Чаган-Узунском гипербазитовом массиве (10), бониниты (11) Горного Алтая; 12-16 - границы полей: 12 - Западного Саяна и Южной Тувы, 13 - других офиолитов, 14 - области высококальциевых океанических базальтов /Vesalva et al., 1980/, 15 - бонинитовые серии о-ва Бонин, Марианского желоба и т.п. /Кебезинкас и др., 1985, 1987/, 16 - бониниты офиолитов Монголии /Кебезинкас и др., 1987/; 17 - области островодужных (I, II) и океанических (III) серий /Кебезинкас и др., 1985, 1987; Vesalva et al., 1980, 1983/: I - умеренно титанистые, преимущественно толеитовые серии островных дуг; II - низкотитанистые, бонинитовые и другие серии островных дуг; III - высокотитанистые толеитовые серии срединно-океанических хребтов, окраинных морей и т.п.

эффузивы Наранского массива очень похожи на соответствующие породы из офиолитов Кузнецкого Алатау и Западной Тувы, в случае которых наблюдается

четкое разделение на две группы: с повышенными содержаниями титана и умеренными Ti-Cr-отношениями. Бониниты Горного Алтая располагаются в поле бонинитов Монголии (офиолиты Хантайшира и др. - по данным К.Б.Кеpezинскаса и др.,1987). В целом дайки и эффузивы офиолитов Горного Алтая разбиваются на две группы: часть попадает преимущественно в поле островодужных умеренно титанистых толеитов, а часть располагается среди низкотитанистых серий островных дуг. Среди "океанических" офиолитов (Западный Саян, Южная Тува) также наблюдаются две группы, близкие по значениям Ti/Cr к соответствующим группам "островодужных" офиолитов. При сравнении с офиолитами других регионов /Vessalva et al., 1980; и наши данные/ выяснилось, что офиолиты хр.Хан - Тайширин (Монголия) близки к Троодосу (Кипр). Офиолиты Кузнецкого Алатау, Западной Тувы и Наранского массива похожи на офиолиты Вуриноса (Греция), где также выделяются две группы пород /Vessalva et al., 1980/. Офиолиты Западного Саяна и Южной Тувы идентичны офиолитам Альп и хр.Пекульней, в то же время группа с повышенными значениями Ti/Cr хорошо соответствует образованиям о-ва Шикотан. Менее титанистые породы довольно близки по своим характеристикам к базальтоидам хр.Муссау (Тихий океан) и Срединно-Атлантического хребта. Дайки и эффузивы офиолитов Горного Алтая попадают в по-



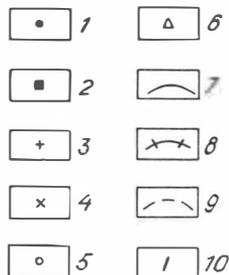
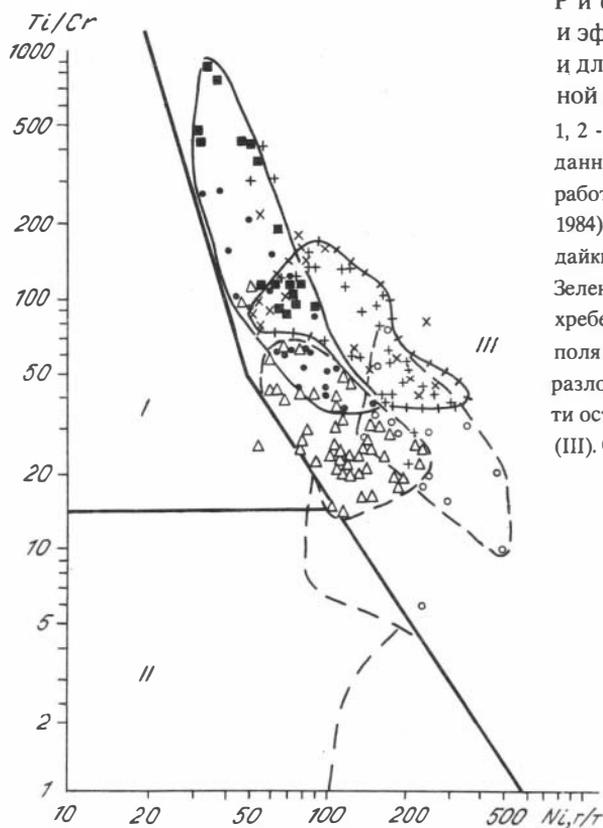
ле Троодоса (Кипр), а низкотитанистые серии располагаются в областях бонинитов Бонинских островов, Марианского желоба и офиолитов Монголии.

В случае офиолитов в переходной зоне океан-континент (рис.44) преобладают "океанические" характеристики. Полностью "океаническими" являются дайки и эффузивы хр.Пекульней и Камчатского Мыса. Образования о-ва Шикотан наполовину "океанические" - наполовину "островодужные". Для хр.Пекульней, как и в случае древних офиолитов, характерно разделение на две группы по величине  $Ti/Cr$ . "Островодужные" породы Шикотана попадают в поля офиолитов Вуриноса и Троодоса. Основная группа пород хр.Пекульней хорошо соответствует данным по хр.Муссау (Тихий океан). Дайки Камчатского Мыса близки к образованиям разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет).

Палеозойские офиолиты имеют только "океанические" характеристики (рис.45). Для офиолитов Мугоджар характерно распределение в океанической области вдоль линии раздела; островные дуги - океан. От даек к лавам растет отношение  $Ti/Cr$ . Офиолиты Алайского хребта располагаются дальше от линии раздела с островодужными образованиями, эффузивы разбиваются на две группы с различными отношениями  $Ti/Cr$ , между ними находятся дайки. Данные по этому хребту частично

Р и с. 45. Диаграмма  $Ti/Cr-Ni$  для даек и эффузивов палеозойских офиолитов, и для базальтов и долеритов современной океанической коры:

1, 2 - Мугоджары (1 - дайки, 2 - эффузивы, к данным автора добавлены анализы из работы М.И.Кузьмина, А.И.Альмухамедова, 1984); 3, 4 - офиолиты Алайского хребта (3 - дайки, 4 - эффузивы); 5 - эффузивы разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет); 6 - хр.Муссау (Тихий океан); 7-9 - поля (7 - Мугоджары, 8 - Алайский хребет, 9 - разлом Зеленого Мыса и хр.Муссау); 10 - области островодужных (I, II) и океанических серий (III). Остальные усл. обозн. см. на рис.43.



перекрываются полем эффузивов разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет). Породы хр.Муссау (Тихий океан) отмечаются вблизи линии раздела островодужных и океанических образований и хорошо соответствуют офиолитам Северных Апеннин, Калабрии (Италия), частично Западного Саяна и Южной Тувы. Породы Мугоджар наиболее близки к офиолитам Корсики и отчасти Альп, а Алайского хребта - к образованиям из офиолитов Альп и Калабрии.

В результате сравнительного анализа геохимических данных по распределению Ti, Sr и Ni в базальтоидах различных современных геодинамических обстановок и в верхних горизонтах (дайки, эффузивы) офиолитов было выяснено, что изученные офиолитовые ассоциации образовались в сложных палеотектонических условиях. Наибольшее многообразие палеообстановок формирования устанавливается для древних офиолитов, в случае которых можно выделить три основных типа: преимущественно "океанические" условия, преимущественно "островодужные" и "островодужные" с бонинитовыми сериями. Процессы формирования офиолитов осложняются образованием двух четко выделяющихся по величинам Tr/Sr серий пород. Для офиолитов в переходной зоне океан-континент отмечается два типа палеотектонических обстановок: либо с преобладанием океанических условий, либо с переходными характеристиками океан - островные дуги. Палеозойские офиолиты наиболее просты по условиям палеотектонического становления - отмечаются только океанические характеристики.

\*  
\*   \*  
\*

По результатам исследований особенностей петрохимии и геохимии редких элементов древних (рифейско-нижнепалеозойских) офиолитов в складчатых областях и в зоне перехода океан-континент и сравнения их с палеозойскими, мезозойскими офиолитами и офиолитами океанических областей можно сделать некоторые, наиболее важные в петрогенетическом аспекте, выводы.

1. В рассмотренных офиолитовых ассоциациях можно выделить по крайней мере 10 групп. Среди тектонизированных гипербазитов обособляются высокомагнетизальные асбестоносные ультрабазиты. Часть ультрамафитов расслоенного комплекса тесно ассоциирует с тектонизированными гипербазитами, а часть - с габбро, которое четко разделяется на "нижнее", связанное с ультрамафитами, и "верхнее", ассоциирующее с дайковым комплексом и диоритами. Среди даек также можно выделить два типа, связанных с различными группами эффузивов, для которых в одном случае имеются "океанические" характеристики, а в другом - преобладают "островодужные".

2. Между группами пород в рассмотренных офиолитах имеются образования с промежуточными составами, показывающие неразрывную связь всех комплексов в офиолитовых ассоциациях.

3. Устанавливаются закономерности изменения химических составов пород в разрезах офиолитовых ассоциаций. В частности, идет накопление легкоплавких компонентов (Ti и др.) в последовательной смене: гипербазиты - габбро - дайки - эффузивы.

4. Среди рассмотренных офиолитов в континентальных складчатых областях "океаническими" характеристиками во всем разрезе обладает только ассоциация Мугоджар (Южный Урал). Полностью островодужные офиолиты отсутствуют. Преобладают сложные сочетания "островодужных" и "океанических" характеристик для разных пород в одной офиолитовой ассоциации, что не позволяет остановиться на какой-либо конкретной современной геодинамической ситуации в качестве палеоаналога для обстановки формирования исследованных офиолитов. Исключения могут составлять офиолиты Горного Алтая и хр.Хан-Тайширин, где найдены бонинитовые серии, установленные среди современных структур только в системах энсиматических островных дуг.

5. Геохимические исследования гипербазитов в офиолитовых ассоциациях показали, что, во-первых, гипербазиты четко разделяются на тектониты и ультраосновные кумуляты расслоенных комплексов; во-вторых, массивы асбестоносных гипербазитов хорошо отличаются от хромитоносных.

6. В сериях кислых и ультраосновных (пикритовых) пород интрузии, дайки и эффузивы близки между собой по химическим составам и имеют тесные связи с базитовыми сериями через разности пород переходного, промежуточного составов.

## Глава 5. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ В ОФИОЛИТАХ

Летучие компоненты играли важную роль в процессах формирования пород, входящих в состав офиолитовых ассоциаций. В первую очередь это касается верхних эффузивных горизонтов. Своеобразные формы пиллоу-лав (подушки, шары, трубы и т.п.) указывают на их образование в подводных условиях. Магмы, изливаясь часто под значительным давлением воды, несомненно взаимодействовали с ней. Более глубинные разности офиолитовых пород (долериты в дайках, габбро в расслоенных интрузивных телах) кристаллизовались из расплавов, несущих в основном эндогенный флюид, и наконец, летучие компоненты присутствовали на всех стадиях деформационных процессов, связанных с формированием тектонизированных гипербазитов основания офиолитовых ассоциаций.

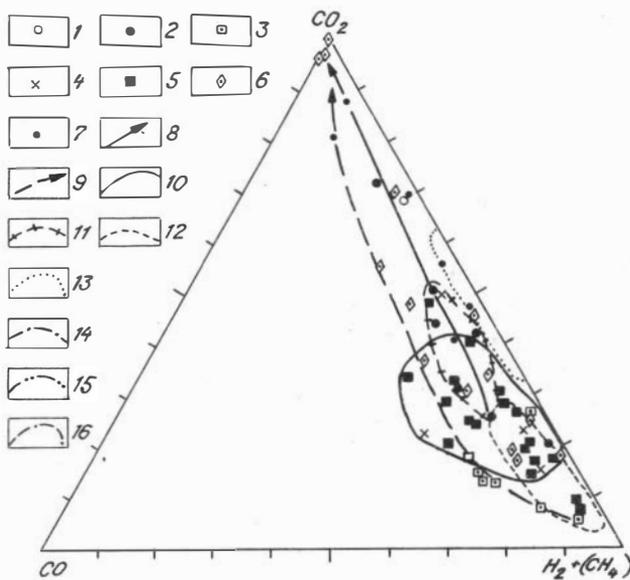
Летучие компоненты в породах офиолитовых ассоциаций исследовались нами главным образом с помощью газовой хроматографии. Вопросы, связанные с использованием этого анализа, и соответствие получаемых результатов первичному флюиду, существовавшему в процессах петрогенезиса, рассматривались в гл.2. В результате специальных методических работ, с учетом литературной информации, имеется достаточно оснований утверждать, что данные, получаемые с помощью газовой хроматографии, отражают основные закономерности реальных флюидных режимов формирования пород. В то же время мы не можем полностью идентифицировать анализируемые газы с реально существовавшим флюидом, поэтому в работе данные газовой хроматографии используются главным образом в качестве самостоятельной геохимической характеристики. Геохимия летучих компонентов занимает свое равноценное место наряду с петрохимией и геохимией редких элементов при исследованиях офиолитовых ассоциаций. Комплексное использование всех трех геохимических направлений должно дать наиболее полную информацию о составе породообразующей среды.

### Общие особенности летучих компонентов в офиолитах

Наиболее общие особенности составов и распределения летучих в офиолитовых ассоциациях в целом рассматриваются с помощью двух вариационных диаграмм:  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2+(\text{CH}_4)$  и степень окисленности летучих ( $\text{CO}_2/(\text{CO}_2+\text{CO}+\text{CH}_4+\text{H}_2)$ ) - железистость пород ( $\text{FeO}'/(\text{FeO}'+\text{MgO})$ ).

#### Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты

**Южная Тува** (Агардагский, Карашатский, Тарлашкинский массивы). На диаграмме  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2+(\text{CH}_4)$  (рис.46) хорошо видно, что породы Тарлашкинского массива по характеру распределения летучих отличаются от образований Агардагского и Карашатского массивов. Они содержат больше оксида углерода и соответственно тренд изменения составов летучих смещен в сторону угла  $\text{CO}$ . Гипербазиты Агардагского массива частично попадают в поле кемпирсайских



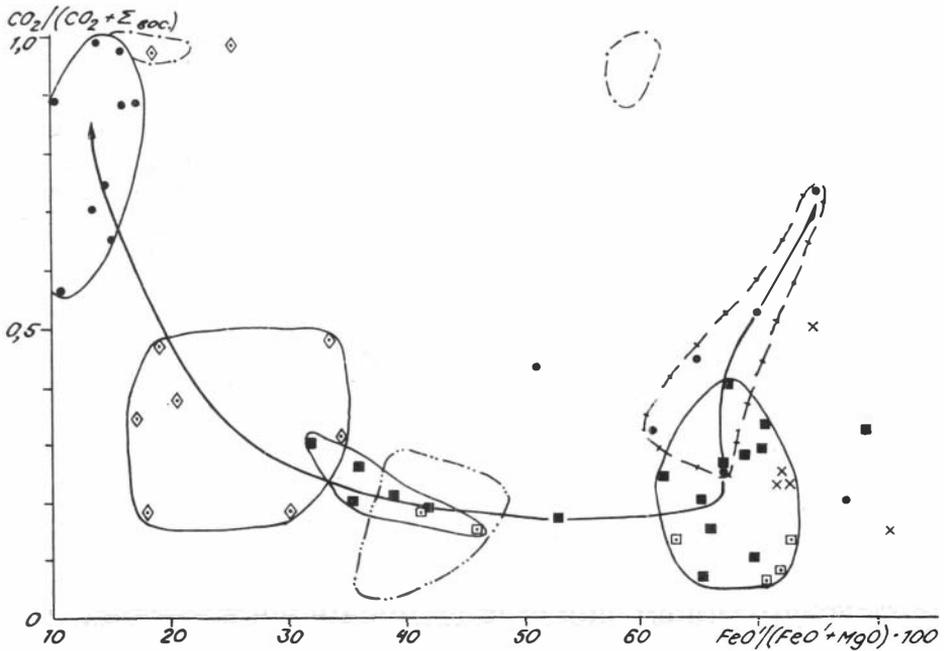
Р и с. 46. Диаграмма  $\text{CO}_2\text{-H}_2 + (\text{CH}_4)$  для офиолитов Южной Тувы (Агардагский, Карашатский, Тарлашкинский массивы):

1 - эффузивы; 2 - дайки; 3 - дайки габбро-долеритов; 4 - диориты; 5 - габбро; 6 - ультрамафиты расслоенного комплекса; 7 - тектонизированные гипербазиты; 8, 9 - тренды изменения составов летучих в породах (8 - общий, 9 - для Тарлашкинского массива); 10 - поля гипербазитов, габбро и т.п.; 11 - поле даек; 12 - поле кумулятов Троодоса (Кипр); 13 - поле гипербазитов Кемпирсайского массива (Южный Урал); 14 - поле гипербазитов Срединно-Атлантического хребта; 15 - поле габбро Срединно-Атлантического хребта; 16 - поле базальтов осевой зоны Красного моря, содержащих окисленные летучие; 12-16 - по данным автора.

11 - поле даек; 12 - поле кумулятов Троодоса (Кипр); 13 - поле гипербазитов Кемпирсайского массива (Южный Урал); 14 - поле гипербазитов Срединно-Атлантического хребта; 15 - поле габбро Срединно-Атлантического хребта; 16 - поле базальтов осевой зоны Красного моря, содержащих окисленные летучие; 12-16 - по данным автора.

ультрабазитов. Для них, как и для гипербазитов Тарлашкинского массива, характерно изменение составов летучих от достаточно восстановленных до полностью окисленных. Группа ультрамафитов расслоенного комплекса, габбро и диоритов частично перекрывает поле кумулятов Троодоса. Дайки содержат более окисленный флюид. В целом для офиолитов Южной Тувы характерен рост окисленности летучих снизу вверх по разрезу (ультрамафиты, габбро-дайки).

Минимальные значения железистости и максимально окисленный флюид имеют гипербазиты Южной Тувы (рис.47), близкие по этим данным к океаническим гипербазитам (Срединно-Атлантический хребет, разлом Зеленого Мыса). "Нижнее" габбро в значительной мере совпадает с океаническими габбро (Срединно-Атлантический хребет, разлом Зеленого Мыса и Тихий океан, хр.Муссау) с максимально восстановленными летучими. Ультрамафиты расслоенного комплекса занимают промежуточное положение между гипербазитами и габбро. "Верхнее" габбро, дайковое габбро Тарлашкинского и диориты Карашатского массивов тесно ассоциируют с дайками, в которых с ростом фракционирования увеличивается и окисленность флюида. В целом тренд изменения составов летучих снизу вверх по разрезу офиолитов следующий: в последовательном ряду (тектонизированные гипербазиты - ультрамафиты - "нижнее" габбро) растет восстановленность флюида, далее при переходе к "верхним" габбро - дайкам падает восстановленность (растет окисленность).



Р и с. 47. Диаграмма  $CO_2/(CO_2 + \Sigma_{вос.})$  - степень окисленности летучих -  $FeO'/(FeO' + MgO)$  - железистость пород для офиолитов Южной Тувы (Агардагский, Карашатский, Тарлашкинский массивы).  $FeO' = FeO + 0,9Fe_2O_3$ ;  $\Sigma_{вос.}$  (сумма восстановленных газов) =  $CO + CH_4 + H_2$ . Усл. обозн. см. на рис.46.

Средние значения  $H_2O/CO_2$  (табл.6) в последовательном ряду (ультрамафиты - габбро - дайки) падают от 47-52 до 14-15 (уменьшается роль воды).

По суммарным характеристикам летучих (малые значения  $H_2O$  и  $H_2O/CO_2$ , обогащение  $CO$  и т.п.) гипербазиты Тарлашкинского массива резко отличаются от ультрабазитов Агардагского и Карашатского массивов (близких к гипербазитам Троодоса) и наиболее соответствуют гипербазитам п-ова Камчатский Мыс. Габбро и дайки офиолитов Южной Тувы по характеру летучих имеют определенное сходство с соответствующими образованиями о-ва Шикотан.

**Западный Саян** (Куртушибинский хребт). На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (рис.48) гипербазиты Куртушибинского хребта располагаются от поля ультраосновных пород Кемпирсайского массива до полностью окисленных. Подобное распределение характерно и для ультрабазитов Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау). Практически все ультрамафиты расслоенного комплекса и габбро офиолитов Куртушибинского хребта находятся в поле кумулятов Троодоса. Составы летучих в дайках изменяются от поля кумулятов Троодоса в сторону окисления вдоль общего тренда.

Гипербазиты Куртушибинского хребта менее железистые, чем океанические (рис.49), по характеру летучих близки к ним. Гипербазиты Среднетерсинского масси-

Таблица 6

Средние значения  $H_2O$  и  $H_2O/CO_2$  в породах рифейско-нижнепалеозойских офиолитов Алтае-Саянской складчатой области

	Эффузивы		Д а й к и			Диориты		Габбро		П и р о к с е н и т ы			Г и п е р б а з и т ы				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
$H_2O$ , мас.%	2,52	3,36	1,37	1,06	2,38	0,92	1,57	2,34	2,28	3,52	4,26	8,03	8,11	3,24	9,39	12,87	5,28
$H_2O/CO_2$	22,7	23,6	14,5	15,1	59,8	15,6	19,2	92,7	52,0	47,8	119,5	43,1	34,1	8,7	42,5	38,6	21,4
n	2	1	8	6	10	5	19	5	6	4	6	4	7	15	11	5	15

Примечание: 1, 2 - **эффузивы**: Южной Тувы (1 - Агардагский массив), Западного Саяна (2 - Куртушибинский хребет); 3-5 - **дайки**: Южной Тувы (3 - Караташский массив, 4 - Тарлашкинский массив) и Западного Саяна (5); 6 - **диориты** Южной Тувы (Карашатский массив); 7, 8 - **габбро**: Южной Тувы (7 - Карашатский массив) и Западного Саяна (8 - Куртушибинский хребет); 9-11 - **клинопироксениты**: Южной Тувы (9 - Карашатский массив, 10 - Агардагский массив) и Западного Саяна (11 - Куртушибинский хребет); 12-17 - **гипербазиты**: Южной Тувы (12 - дуниты Карашатского, 13 - Агардагского и 14 - Тарлашкинского массивов), Западного Саяна (15 - гарцбургиты, серпентиниты Куртушибинского хребта), Западной Тувы (16 - серпентиниты Актотракского массива), Кузнецкого Алатау (17 - дуниты Среднетерсинского массива);  $H_2O/CO_2$  - отношение, мас.%; n - количество образцов.

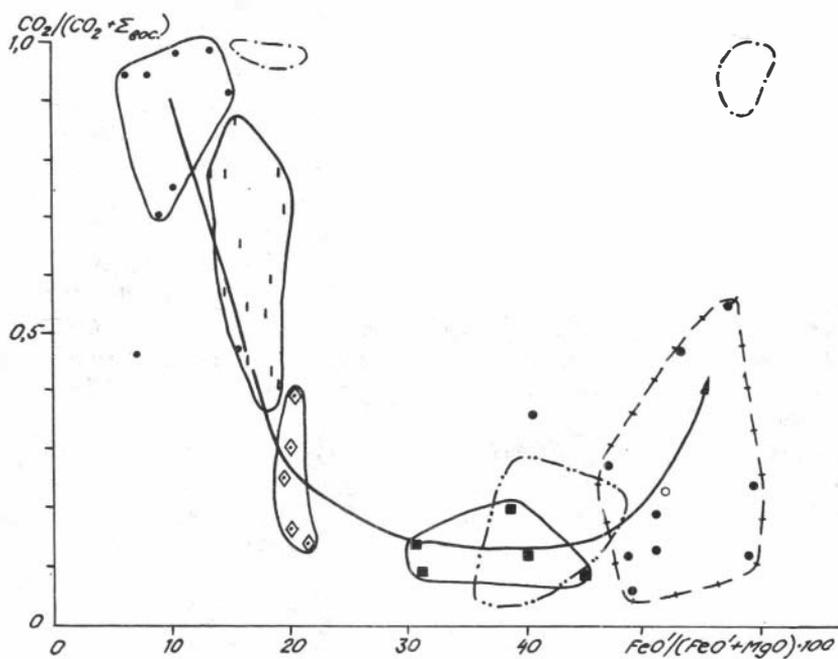
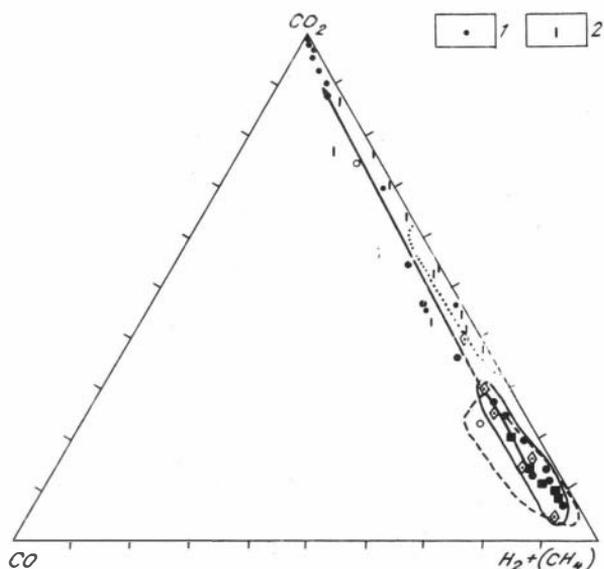
ва содержат значительно более восстановленный флюид и располагаются между асбестоносными гипербазитами и ультрамафитами Куртушибинского хребта. Габбро содержит максимально восстановленные летучие и попадают в поле океанических габброидов. В целом наблюдаются закономерные изменения летучих в разрезе офиолитов - рост восстановленности в последовательной смене: гипербазиты - ультрамафиты раслоенного комплекса - габбро и рост окисленности при переходе от габбро к дайкам. Аналогичные закономерности отмечались выше для офиолитов Южной Тувы.

Средние значения  $H_2O/CO_2$  (см. табл.6) уменьшаются в последовательном ряду (ультрамафиты - габбро - дайки) от 120 до 60, т.е. устанавливаются те же зависимости, что и для офиолитов Южной Тувы, только для ассоциации Куртушибинского хребта характерна значительно большая роль  $H_2O$ .

Гипербазиты Куртушибинского хребта (так же как и гипербазиты Южной Тувы - Агардагский и Карашатский массивы) близки по характеристикам к ультрабазитам Троодоса. Габбро отличается по значениям  $H_2O$  и  $H_2O/CO_2$  (см. табл.6) от габброидов Южной Тувы и близко к соответствующим породам хр.Муусуу (Тихий океан) и п-ова Камчатский Мыс. Дайки наиболее соответствуют породам из дайкового комплекса п-ова Камчатский Мыс.

Проведенные исследования летучих компонентов в породах рифейско-нижнепалеозойских офиолитов Алтае-Саянской складчатой области позволили бы выяснить некоторые общие закономерности.

Р и с. 48. Диаграмма CO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>+(CH<sub>4</sub>) для офиолитов Западного Саяна (Куртушибинский хребет) и Кузнецкого Алатау (Среднетерсинский массив - только гипербазиты): 1, 2 - тектонизированные гипербазиты Куртушибинского хребта (1) и Среднетерсинского массива (2). Остальные усл. обозн. см. на рис.46.



Р и с. 49. Диаграмма степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов Западного Саяна (Куртушибинский хребет) и Кузнецкого Алатау (Среднетерсинский массив - только гипербазиты). Усл. обозн. см. на рис.46, 48.

1. В рассмотренных офиолитовых ассоциациях для каждой из групп пород, выделенных по геологическим, петрографическим и геохимическим признакам, устанавливаются свои характерные особенности летучих компонентов.

2. Особенности составов летучих закономерно изменяются в разрезах офиолитов: в последовательном ряду гипербазиты - ультрамафиты - габбро ("нижнее" габбро) растет восстановленность, при переходе от габбро ("нижнее" габбро) к "верхним" габбро, диоритам и далее к дайкам флюид становится значительно более окисленным. Снизу вверх по разрезу офиолитов уменьшается роль  $H_2O$ , падают значения  $H_2O/CO_2$ .

3. По характеристикам летучих компонентов породы рифейско-нижнепалеозойских офиолитов имеют сходные черты с океаническими образованиями, но наиболее близки они к офиолитам современной зоны перехода океан-континент.

4. Гипербазиты, находящиеся среди пород разной степени метаморфизма (Агардагский и Тарлашкинский массивы, Южная Тува), четко различаются по особенностям составов летучих компонентов.

#### Офиолиты в зоне перехода океан-континент

**Полуостров Камчатский Мыс** (Восточная Камчатка). На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (рис.50) точки составов летучих в гипербазитах п-ова Камчатский Мыс ложатся практически на тренд изменения летучих в гипербазитах Тарлашкинского массива (Южная Тува), расположенного в высокометаморфизованных толщах. Наблюдается явное обогащение  $CO$  по сравнению с гипербазитами всех других рассмотренных офиолитовых ассоциаций, находящихся как в континентальных складчатых поясах, так и в океанических областях. Практически все габбро и дайки п-ова Камчатский Мыс попадают в поле кумулятов Троодоса. Габбро характеризуется максимальным содержанием восстановленных газов (преимущественно водород), к дайкам окисленность летучих растет.

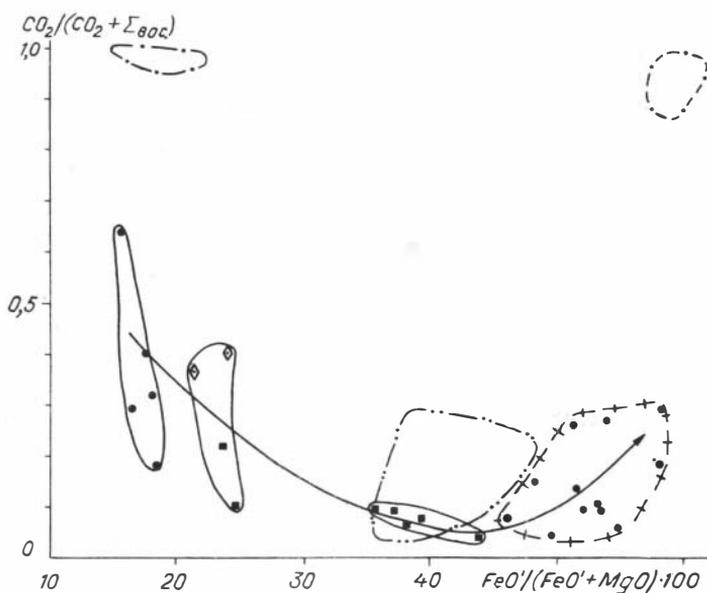
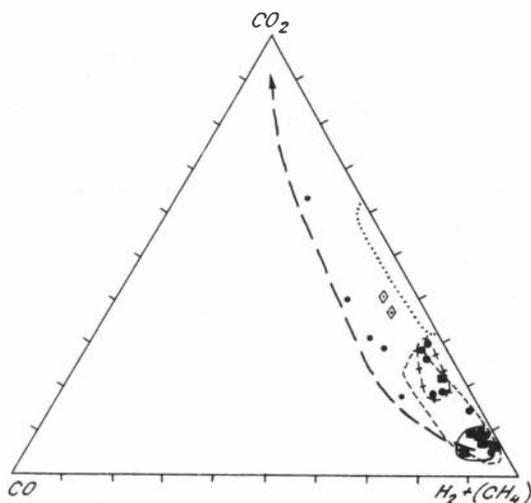
Гипербазиты п-ова Камчатский Мыс содержат значительно более восстановленный флюид по сравнению с океаническими ультрабазитами (рис.51). От гипербазитов, через группу ультрамафитов-габбро к габбро, находящимся в поле океанических габброидов, восстановленность летучих растет, а затем при переходе к дайкам падает. Общий тренд изменения летучих очень похож на соответствующий тренд офиолитов Куртушибинского хребта (Западный Саян).

От габбро к дайкам средние значения  $H_2O/CO_2$  (табл.7) падают от 107 до 55. Такие же величины характерны для офиолитов Западного Саяна.

Гипербазиты п-ова Камчатский Мыс наиболее близки по особенностям летучих к породам Тарлашкинского массива (Южная Тува). Габбро и дайки хорошо сопоставимы с соответствующими породами из офиолитов Западного Саяна.

**Остров Шикотан** (Курильская дуга). На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (рис.52) видно, что составы летучих в ультрамафитах Шикотана изменяются от поля гипербазитов Кемпирсайского массива до полностью окисленных. Габбро в основном близки к кумулятам Троодоса. Дайки и эффузивы изменяют составы летучих от восстановленных, характерных для габбро, до полностью окисленных. Необходимо отметить группу преимущественно даек с промежуточными значениями окислен-

Р и с. 50. Диаграмма CO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>+(CH<sub>4</sub>) для офиолитов п-ова Камчатский Мыс (Камчатка). Усл. обозн. см. на рис.46.



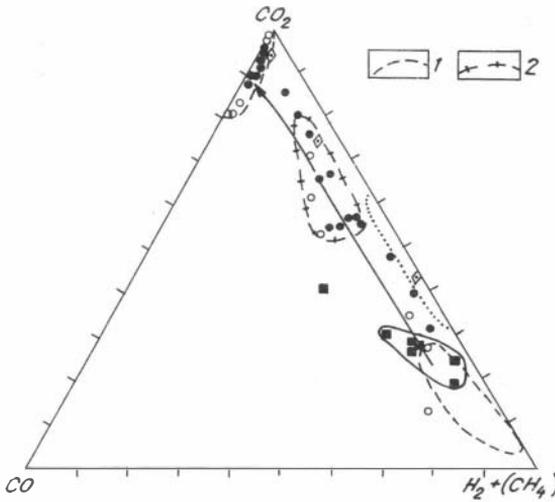
Р и с. 51. Диаграмма степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов п-ова Камчатский Мыс (Камчатка). Усл. обозн. см. на рис.46.

ности летучих. Для эффузивов отмечается обогащение CO по сравнению с дайками. В общем, в последовательном ряду габбро-дайки-эффузивы растет степень окисленности летучих.

Средние значения  $H_2O$  и  $H_2O/CO_2$  в породах офиолитов зоны перехода океан-континент

	Эффузивы	Д а й к и		Г а б б р о		Ультра- мафиты	Гипер- базиты
	1	2	3	4	5	6	7
$H_2O$ , мас.%	0,60	1,08	1,28	0,69	2,62	3,15	1,07
$H_2O/CO_2$	8,9	15,7	54,5	20,5	106,7	31,3	13,1
n	12	19	12	7	7	3	5

Примечание. Породы: 1, 2, 4, 6 - о-ва Шикотан; 3, 5, 7 - п-ова Камчатский Мыс;  $H_2O/CO_2$  - отношение, мас.%; n - количество образцов.

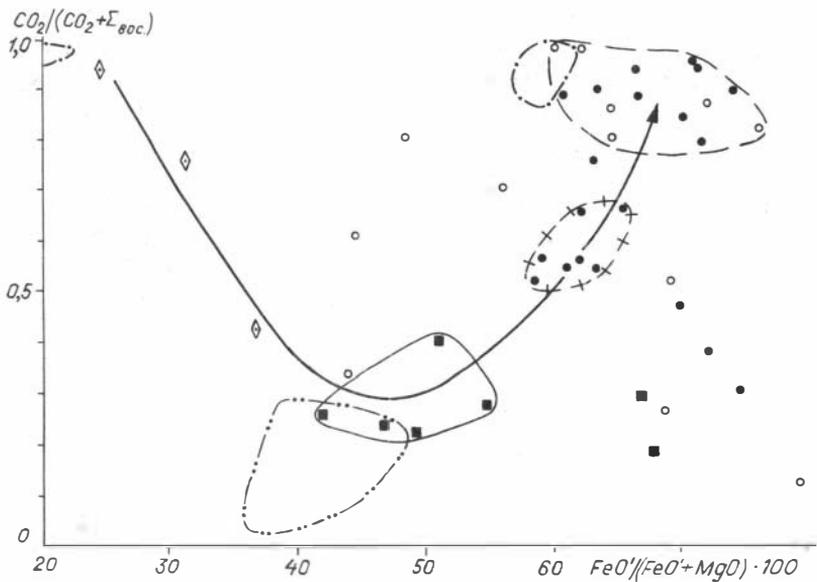


Р и с. 52. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для офиолитов о-ва Шикотан (Курильская дуга):

1 - поле эффузивов; 2 - поле даек. Остальные усл. обозн. см. на рис.46.

Ультрамафиты Шикотана отличаются значительно более окисленным флюидом при относительно высокой железистости (рис.53) по сравнению с ультрамафитами других офиолитов (п-ов Камчатский Мыс, Троодос, Алтае-Саянская область и др.). По этим же характеристикам габбро и дайки этого острова также хорошо отличаются от соответствующих пород практически всех рассмотренных офиолитовых ассоциаций. Высоко окисленные летучие в дайках отмечаются только для палеозойских офиолитов (Мугоджары, Южный Урал и Алайский хребет, Южный Тянь-Шань). В целом же общие особенности распределения летучих, отмеченные в предыдущих офиолитах, характерны и для о-ва Шикотан; при переходе от ультрамафитов к габбро растет восстановленность летучих, далее к дайкам и эффузивам флюид становится более окисленным.

Средние значения  $H_2O/CO_2$  (см. табл.7) уменьшаются последовательно от 31 в ультрамафитах до 9 в эффузивах, что подтверждает общую, установленную ранее закономерность - понижение роли воды снизу вверх по разрезу офиолитов.



Р и с. 53. Диаграмма степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов о-ва Шикотан (Курильская дуга). Усл. обозн. см. на рис.46, 52.

Ультрамафиты, габбро и дайки о-ва Шикотан по характеру летучих наиболее близки к образованиям Троодоса и офиолитам Южной Тувы.

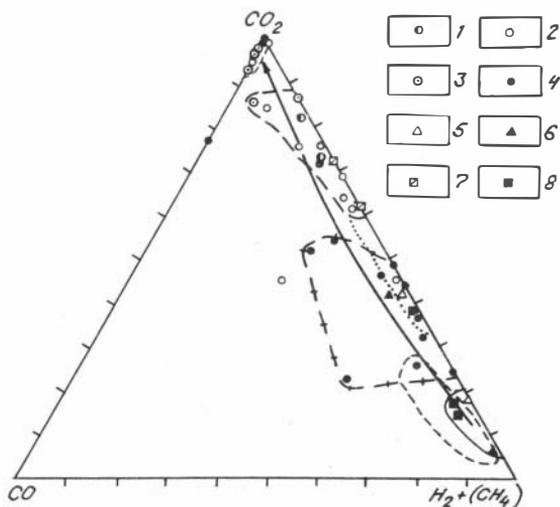
Общие закономерности распределения летучих, установленные для офиолитов Алтае-Саянской складчатой области, подтверждаются данными по офиолитам переходной зоны океан-континент:

- 1) отдельные группы пород, входящих в состав офиолитов, содержат свой характерный флюид;
- 2) в последовательной смене пород, снизу вверх по разрезу офиолитов изменяется характер летучих компонентов: от гипербазитов и ультрамафитов расслоенных комплексов к габбро растет восстановленность летучих, далее от габбро к дайкам и эффузивам увеличивается окисленность флюида;
- 3) по основным характерным особенностям поведения летучих компонентов офиолиты о-ва Шикотан достаточно четко отличаются от офиолитов Камчатского Мыса и Алтае-Саянской области, что было ранее установлено с помощью петрохимии и геохимии редких элементов.

#### Палеозойские и мезозойские офиолиты

Исследовались летучие компоненты в породах хорошо известных палеозойских (Мугоджары, Южный Урал; Алайский хребет, Южный Тянь-Шань) и мезозойских офиолитовых ассоциаций (Троодос, Кипр; Малый Кавказ; Сирия).

**Мугоджары.** Устанавливаются основные закономерности распределения летучих (рис.54, 55), отмеченные выше в случае предыдущих ассоциаций: состав флюидов изменяется в разрезе офиолитов от восстановленного в габбро (соответствует океаническим габброидам) через промежуточные значения в дайках к полностью окисленному в эффузивах. Пиллоу-лавы, ассоциирующие с дайками (см. рис.55), близки по характеру летучих к океаническим эффузивам (базальты осевой части рифта Красного моря). Снизу вверх по разрезу офиолитов уменьшаются значения  $H_2O/CO_2$  от 36 в габбро до 11 в базальтах (табл.8). В случае базальтов Мугоджар отчетливо обозначается выявленная ранее для других офиолитов тенденция к разделению на группы: 1) несущие достаточно восстановленный флюид, 2) с полностью окисленными летучими.



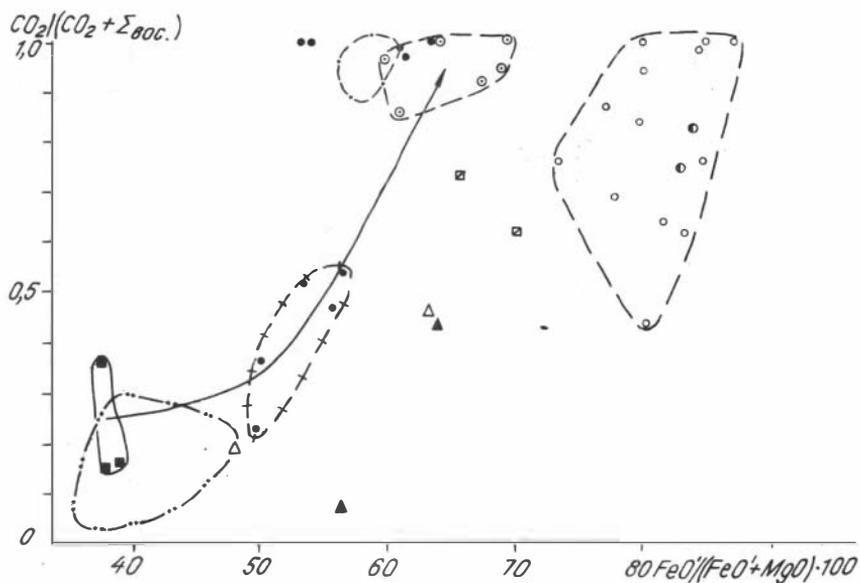
Р и с. 54. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для офиолитов Мугоджар (Южный Урал):

1 - пирокластиты; 2, 3 - базальтовые лавы (2 - обнажение "Лагерное", 3 - пиллоу-лавы, ассоциирующие с дайками); 4 - дайки; 5 - силлы; 6 - апикальные зоны вторичных камер; 7 - измененные уралитизированные и 8 - свежие габбро. Остальные усл. обозн. см. на рис.46, 52.

**Алайский хребет.** В данном случае картина осложняется присутствием ультраосновной (пикритовой) серии пород. Для пород основного состава устанавливаются в принципе те же закономерности (рис.56), что и для офиолитов Мугоджар: рост степени окисленности и падение значений  $H_2O/CO_2$  от 43 до 19 (см. табл.8) в последовательной смене габбро-дайки-эффузивы, а также разделение эффузивов (для офиолитов Алайского хребта и даек) на группы с восстановленными и полностью окисленными летучими.

В серии ультраосновных (пикритовых) пород (рис.57) распределение летучих иное: в последовательной смене интрузивы - дайки - эффузивы растет восстановленность летучих при практически неизменных значениях  $H_2O/CO_2$  (73-77-61).

**Троодос.** Офиолиты Троодоса являются наиболее изученной офиолитовой ассоциацией в мире. Проведение в последние годы международных научно-исследовательских проектов позволило Троодосу фактически стать эталоном офиолитовых ассоциаций. К сожалению, летучие компоненты в образованиях этих



Р и с. 55. Диаграмма и степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов Мугоджар (Южный Урал). Усл. обозн. см. на рис.46, 52, 54.

**Таблица 8**

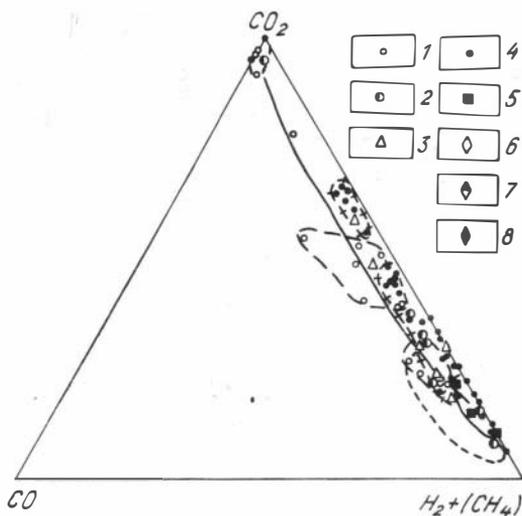
Средние значения  $H_2O$  и  $H_2O/CO_2$  в породах палеозойских офиолитов

	Лавы (базальты)		Д а й к и		Г а б б р о		Гипербазиты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$H_2O$ , мас.%	1,63	2,86	1,84	1,99	1,36	1,78	4,31	6,42	6,37
$H_2O/CO_2$	10,7	19,1	28,7	27,5	36,1	42,5	61,4	77,3	72,6
n	18	16	16	34	5	4	12	5	12

Примечание. **Породы офиолитов:** 1, 3, 5 - Мугоджар; 2, 4, 6, 7, 8, 9 - Алайского хребта (7 - лавы пикритов, 8 - дайки пикритов, 9 - массивные пикриты, перидотиты);  $H_2O/CO_2$  - отношение, мас.%, n - количество образцов.

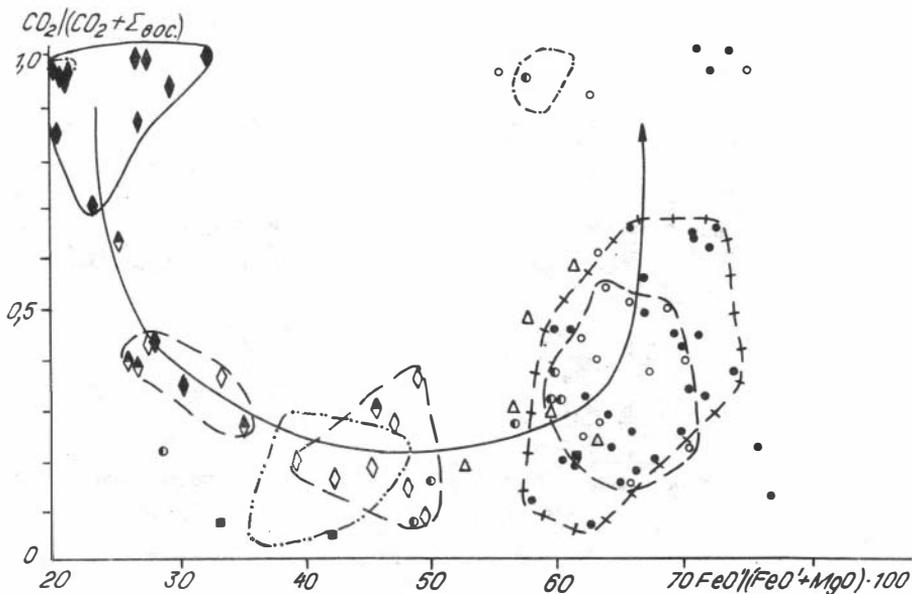
офиолитов изучались явно недостаточно. Немногочисленные пока исследования касаются главным образом поведения воды в породах и в расплавах Троодоса /Соболев, Наумов, 1985; Соболев и др., 1986; Dubois et al., 1984; Thy et al., 1985/.

Летучие компоненты исследовались нами практически во всех разновидностях пород офиолитов Троодоса: тектонизированные перидотиты основания (дуниты и гарцбургиты горы Олимп) - ультраосновные и основные кумуляты (дуниты, пироксениты, габбро, габбро-нориты) - дайки долеритов - верхние, нижние лавы и магматические стекла (образцы А.В.Соболева). На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$



Р и с. 56. Диаграмма CO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>+(CH<sub>4</sub>) (серия пород основного состава) для офиолитов Алайского хребта (Южный Тянь-Шань):

1 - лавы базальтов; 2 - пирокластиты; 3 - силлы; 4 - дайки; 5 - габброиды (габбронориты); 6 - лавы и 7 - дайки пикритов; 8 - перидотиты, массивные пикриты. Остальные усл. обозн. см. на рис.46, 52.

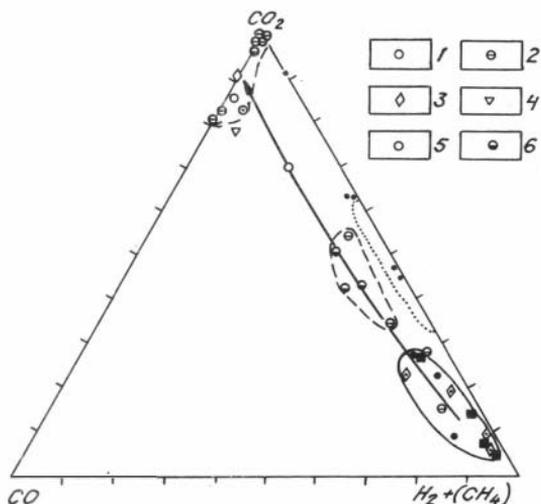


Р и с. 57. Диаграмма степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). Усл. обозн. см. на рис.46, 52, 56.

(рис.58) хорошо видно, что различные типы пород формируют свои собственные отдельные поля составов летучих (кроме даек, которые все попадают в поле кумулятов). Наибольшее количество восстановленных летучих (до 90 % H<sub>2</sub>) наблюдается в группе основных и ультраосновных кумулятов. Ультрабазиты

Р и с. 58. Диаграмма CO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>+(CH<sub>4</sub>) для офиолитов Троодоса (Кипр):

1-4 - верхние лавы (1 - лавы основного состава, 2 - стекла, 3 - ультраосновные лавы, 4 - оливин); 5,6 - нижние лавы (5 - лавы, 6 - стекла). Остальные усл. обозн. см. на рис.46, 52.

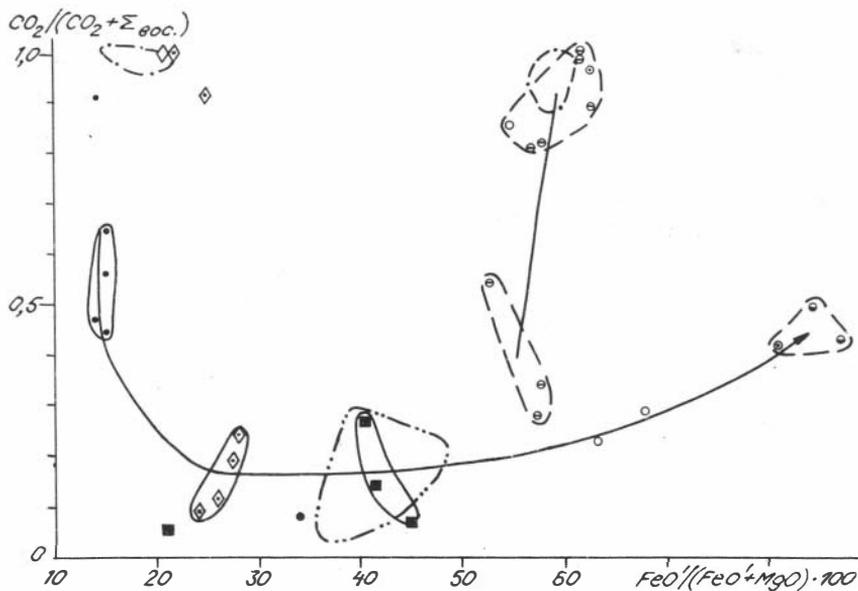


основания содержат более окисленный флюид (до 50 % CO<sub>2</sub>) с практически полным отсутствием CO и хорошо соответствуют гипербазитам Кемпирсайского массива. В третьей группе находятся стекла верхних и нижних лав с равным содержанием окисленных и восстановленных летучих. Четвертую группу образуют преимущественно эффузивы (и стекла) с практически полностью окисленными летучими. В общем отчетливо видно, что в последовательной смене магматических пород от глубинных формирований к близповерхностным (габбро, гипербазиты - эффузивы) происходит изменение состава летучих компонентов от практически полностью восстановленных к окисленным. Подобная закономерность установлена нами ранее в случае всех рассмотренных офиолитов.

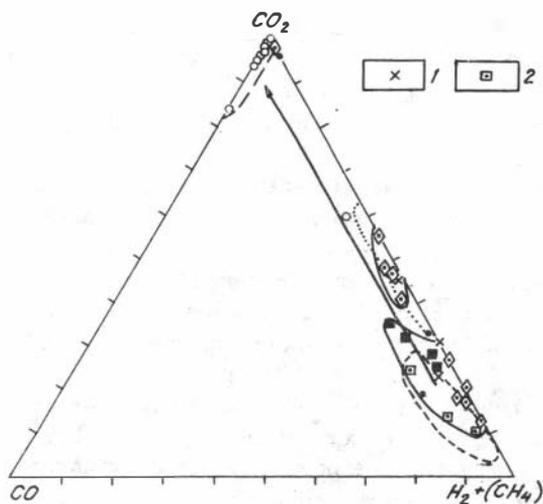
В гипербазитах Троодоса летучие компоненты значительно более восстановлены, чем в океанических ультрабазитах (рис.59). В целом наблюдается общая закономерность: рост восстановленности летучих в последовательности гипербазиты - ультрамафиты - габбро (попадают в поле океанических габброидов) и повышение окисленности флюида при переходе от габбро к эффузивам. Нижние лавы содержат более восстановленные летучие, чем верхние, которые по составу флюида близки к полю океанических базальтов.

Средние значения H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> (табл.9) уменьшаются последовательно от 43 в ультрамафитах расслоенного комплекса до 14-15 в верхних и нижних лавах. Данные по H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> в породах скважины Су-4, вскрывшей непрерывный разрез офиолитов Троодоса от ультрамафитов внизу до даек вверху, подтверждают выводы по усредненным цифрам - пироксениты (H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> - 65) - габбро (24) - дайки (21), т.е. роль воды, как и во всех предыдущих случаях, к верхним горизонтам офиолитов Троодоса уменьшается.

**Малый Кавказ.** В целом по характеру распределения летучих компонентов офиолиты Малого Кавказа в достаточной мере похожи на офиолиты Троодоса (рис.60,61). Наблюдается общий рост восстановленности летучих при переходе от



Р и с. 59. Диаграмма степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов Троодоса (Кипр). Усл. обозн. см. на рис.46, 52, 58.



Р и с. 60. Диаграмма CO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>+(CH<sub>4</sub>) для офиолитов Малого Кавказа:

1 - гранитоиды; 2 - мелкозернистые габбро, габбро-долериты. Остальные усл. обозн. см. на рис.46, 52.

гипербазитов (Гейдаринский массив) к ультрамафитам, габбро (Левчайский массив) и к мелкозернистому габбро Гейдаринского массива (на диаграмме рис.61 они располагаются в тесной ассоциации с океаническими габброидами) и резкий подъем окисленности флюида к эффузивам Турагачайской зоны.

Таблица 9

Средние значения  $H_2O$  и  $H_2O/CO_2$  в породах мезозойских офиолитов

	Лавы			Дайки		Гранитоиды		Габбро			Троктолиты	Ультрамафиты	Гипербазиты			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
$H_2O$ , мас. %	1,95	2,03	2,18	2,87	1,58	2,00	0,69	1,08	1,06	2,76	1,37	8,19	3,78	11,02	12,07	10,46
$H_2O/CO_2$	13,9	14,7	40,8	21,8	31,8	18,2	19,0	33,3	36,5	42,5	22,2	105,3	42,5	35,1	134,5	167,9
n	10	5	11	16	8	10	5	3	9	4	8	4	15	11	10	5

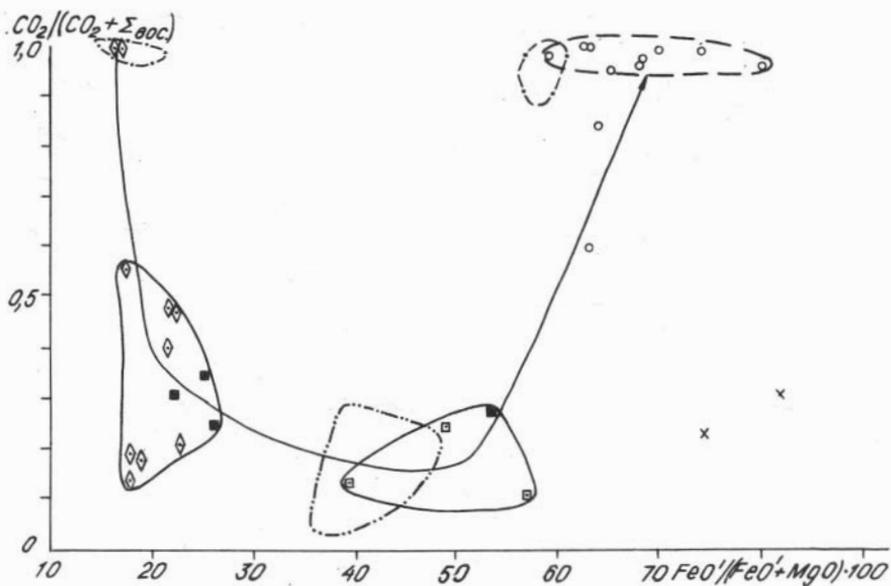
Примечание. Породы офиолитов: 1, 2, 5, 7, 9, 13, 14 - Троодоса (1 - верхние и 2 - нижние лавы, 13 - преимущественно пироксениты, 14 - дуниты гарцбургиты); 3, 8, 10, 12, 15 - Малого Кавказа (3 - Турагачайской зоны, 8, 10, 12 - Левчайский массив; 15 - перидотиты Геидаринского массива); 4, 6, 11, 16 - Сирии;  $H_2O/CO_2$  - отношение, мас.%; n - количество образцов.

Средние значения  $H_2O/CO_2$  (см. табл.9) уменьшаются от гипербазитов (135) до эффузивов (41). По сравнению с офиолитами Троодоса все породы Малого Кавказа в значительной мере обогащены  $H_2O$ .

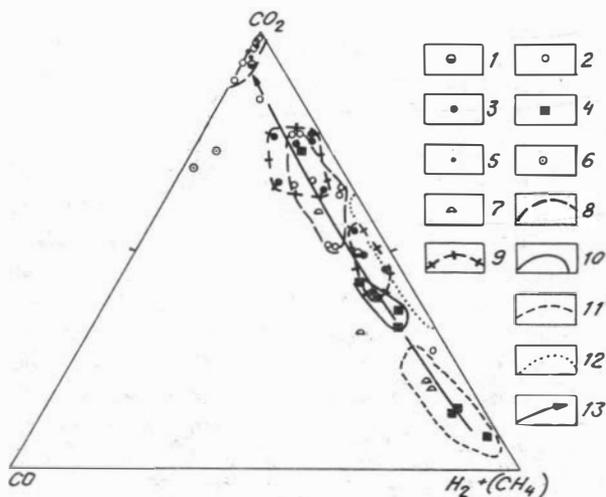
Сирия\*. На трюной диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (рис.62) видно, что все гипербазиты в офиолитах Сирии содержат практически окисленный флюид и располагаются вблизи вершины  $CO_2$ . По этим характеристикам они полностью совпадают с гипербазитами Срединно-Атлантического хребта и резко отличаются от тектонизированных гипербазитов (Троодос, Кипр; Кемпирсай, Южный Урал и др.) и ультраосновных кумулятов (Троодос, Кипр) в других офиолитовых ассоциациях. Габбро четко разбиваются на две группы. Образцы с максимально восстановленными летучими располагаются в поле кумулятов Троодоса и, по-видимому, представлены "нижними" расслоенными габброидами. Другая часть габброидов содержит более окисленный флюид, перекрывает поле даек и является, по всей вероятности, "верхними" габброидами. Дайки также формируют две группы; одни ассоциируют с габброидами (восстановленные летучие), другие содержат более окисленный флюид и перекрывают поле лав. Дайки с восстановленными летучими совпадают по характеристикам флюида с магматическими стеклами офиолитов Троодоса (как нижних, так и верхних лав). Лавы офиолитов Сирии, так же как и эффузивы Троодоса, представлены двумя группами: одни содержат полностью окисленный флюид; другие, с более восстановленными летучими, перекрывают поле даек. Между группами есть образцы с промежуточными значениями, показывающие связь и направление эволюции составов летучих.

В целом мы видим четкую взаимосвязь и эволюцию летучих компонентов в процессах дифференциации и становления офиолитовых расплавов. Установленная последовательная це-

\* Образцы К.Б.Кепежинскаса.



Р и с. 61. Диаграмма степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов Малого Кавказа. Усл. обозн. см. на рис.46, 52, 60.



Р и с. 62. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для офиолитов Сирии:

1 - магматические стекла; 2 - лавы; 3 - дайки; 4 - габбро; 5 - гипербазиты; 6 - бониниты; 7 - амфиболиты; 8-12 - поля (8 - лавы, 9 - дайки, 10 - габбро, 11 - кумуляты Троодоса, Кипр, 12 - тектонизированные гипербазиты Кемпирсайского массива, Южный Урал); 13 - эволюция состава флюида снизу вверх по разрезу офиолитов.

почка взаимосвязанных групп пород ("нижние" габбро - "верхние" габбро + "нижние" дайки - "верхние" дайки + "нижние" лавы - "верхние" лавы) является отражением эволюции состава флюида от первично-восстановленного до практически полностью окисленного в магматических процессах формирования офиолитовой ассоциации в закономерно развивающихся тектонических обстановках от глубинных до поверхностных (интрузивные камеры - дайковые трещины - эффузивные потоки).

Бониниты (см. рис.62) резко отличаются от других пород офиолитов Сирии сочетанием высокой степени окисленности летучих со значительными концентрациями  $\text{CO}$ , что характерно и для совершенно свежих неизмененных бонинитов желоба Тонга (данные В.А.Симонова, 1989).

Устанавливается четкое снижение средних содержаний  $\text{H}_2\text{O}$  (см. табл.9) в разрезе офиолитов Сирии (последовательно сверху вниз, мас.%): стекла (3,86) - лавы (2,87) - дайки (2,00) - габбро (1,37). Подобные закономерности характерны и для офиолитов Троодоса (Кипр). Необходимо отметить высокую относительную роль  $\text{H}_2\text{O}$  в стеклах ( $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  - 45,4) и меньшие по значениям, но достаточно выдержанные соотношения  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  (18,2-22,2) в магматических породах, несмотря на снижение абсолютных содержаний  $\text{H}_2\text{O}$ .

### Офиолиты в океанических областях

Для выяснения особенностей составов и распределения летучих компонентов в породах современной океанической коры с целью использования полученных данных в качестве эталонов сравнения при анализе офиолитовых ассоциаций в складчатых областях были изучены образцы пород хр.Муссау (Тихий океан), разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет) и Красного моря.

**Хребет Муссау** (Тихий океан). В нашем распоряжении оказался достаточно полный набор пород океанической коры (офиолитов) этого района: габбро, габбро-долериты, долериты, базальты, пирокластиты, базальтовые стекла\*. Это дало возможность проследить особенности распределения летучих компонентов в разрезе офиолитовой ассоциации от глубинных ее членов до эффузивов.

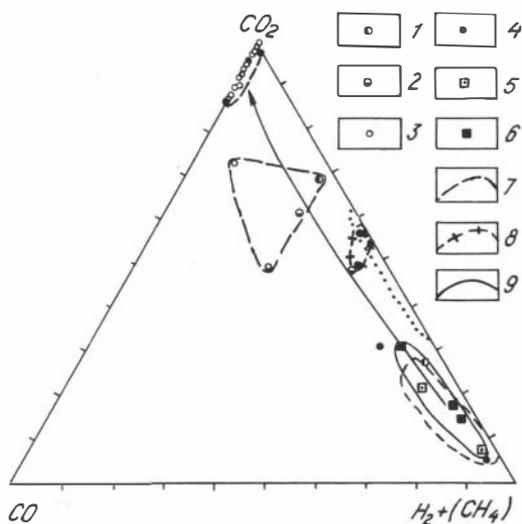
На треугольной диаграмме соотношения летучих компонентов  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2+(\text{CH}_4)$  (рис.63) отчетливо выделяются четыре группы пород. В первую входят преимущественно габбро и габбро-долериты, содержащие наибольшее количество восстановленных летучих (до 90 %  $\text{H}_2$ ) и полностью соответствующие кумулятам Троодоса. Вторая группа - долериты, по всей вероятности дайковые (до 45 %  $\text{H}_2$ ), для третьей характерно еще меньшее количество восстановленных компонентов (10-35 %  $\text{H}_2$ ). Здесь располагаются базальты, стекла и пирокластиты. В четвертой группе присутствуют базальты и долериты с практически полностью окисленным флюидом. Таким образом, мы видим, что в последовательном ряду пород: габброиды - дайковые долериты - эффузивы происходит закономерная эволюция составов летучих компонентов от преимущественно восстановленных у интрузивов до практически полностью окисленных в эффузивах.

Тренд изменения состава флюида (рис.64) идет от габбро с восстановленными летучими через группу долеритов (предположительно дайковых) со степенью окисленности около 0,5 к базальтам и долеритам с окисленными летучими. Базальты хр.Муссау перекрывают поле эффузивов осевой зоны Красного моря.

Средние значения  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  (табл.10) понижаются в последовательной смене пород: габбро (114) - долериты (28) - базальты (15).

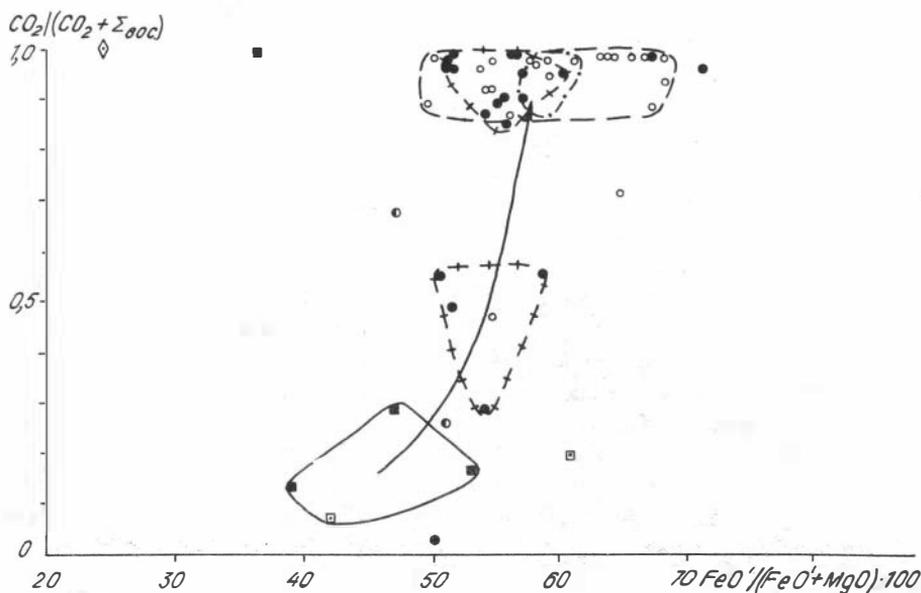
**Разлом Зеленого Мыса** (Срединно-Атлантический хребет). Исследовался практически полный разрез океанической коры: гипербазиты, габбро, долериты, базаль-

\* Образцы В.Ю.Колобова.



Р и с. 63. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для офиолитов хр.Муссау (Тихий океан):

1 - пирокластиты; 2 - стекла; 3 - базальты; 4 - долериты; 5 - габбро-долериты; 6 - габбро; 7 - поля эффузивов; 8 - поле предположительно дайковых долеритов; 9 - поле габброидов. Остальные усл. обозн. см. на рис.46.



Р и с. 64. Диаграмма степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов хр.Муссау (Тихий океан). Усл. обозн. см. на рис.46, 63.

ты (образцы С.Г.Сколотнева и С.А.Щербакова). Обращает на себя внимание резкое преобладание окисленного флюида в гипербазитах (рис.65, 66). По этим характеристикам гипербазиты разлома Зеленого Мыса хорошо отличаются от ультрабазитов всех рассмотренных выше офиолитовых ассоциаций. Габбро разбиваются на две

Таблица 10

Средние значения  $H_2O$  и  $H_2O/CO_2$  в породах офиолитов в океанических областях

	Базальты			Долериты		Габбро		Пироксениты		Гипербазиты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$H_2O$ , мас.%	1,08	0,39	0,31	1,49	1,87	2,85	0,83	0,04	0,03	10,23	0,04
$H_2O/CO_2$	14,7	10,2	3,6	27,5	68,0	113,8	32,4	1,9	0,6	133,4	1,2
n	23	13	24	21	4	4	14	6	3	16	7

Примечание. **Породы:** 1, 4, 6 - хр.Муссау (Тихий океан); 2, 5, 7, 10 - разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет); 3 - осевой зоны Красного моря; 8, 9, 11 - глубинных включений из щелочных базальтов хр.Ассаб, Красноморский регион (11 - перидотиты);  $H_2O/CO_2$  - отношение, мас.%; n - количество образцов.

группы: с восстановленными летучими (соответствуют кумулятам Троодоса) и с окисленными. Долериты и базальтовые стекла обладают максимально восстановленными летучими. В целом повторяются общие закономерности распределения летучих, характерные для офиолитовых ассоциаций: рост восстановленности от гипербазитов к габбро и повышение окисленности при переходе от габбро к эффузивам.

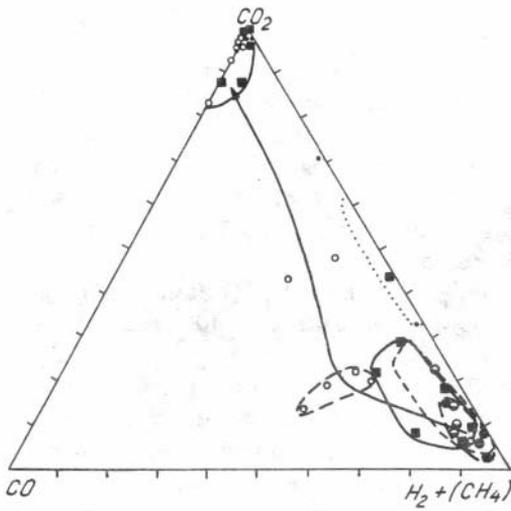
Средние значения  $H_2O/CO_2$  (см. табл.10) падают от 133 в гипербазитах до 10 в базальтах и стеклах.

**Красное море.** Особенности распределения летучих компонентов исследовались в базальтах осевой зоны дна Красного моря, отобранных с помощью подводного обитаемого аппарата "Пайсис", и в породах глубинных включений в щелочных базальтах Красноморского региона\*. Базальты осевой зоны Красного моря по геохимическим параметрам соответствуют низкокалиевым толеитам срединно-океанических хребтов, а основные и ультраосновные глубинные включения отражают состав земной коры в Красноморском регионе, аналогичный разрезам нижних частей офиолитовых ассоциаций /Альмухамедов и др., 1985/.

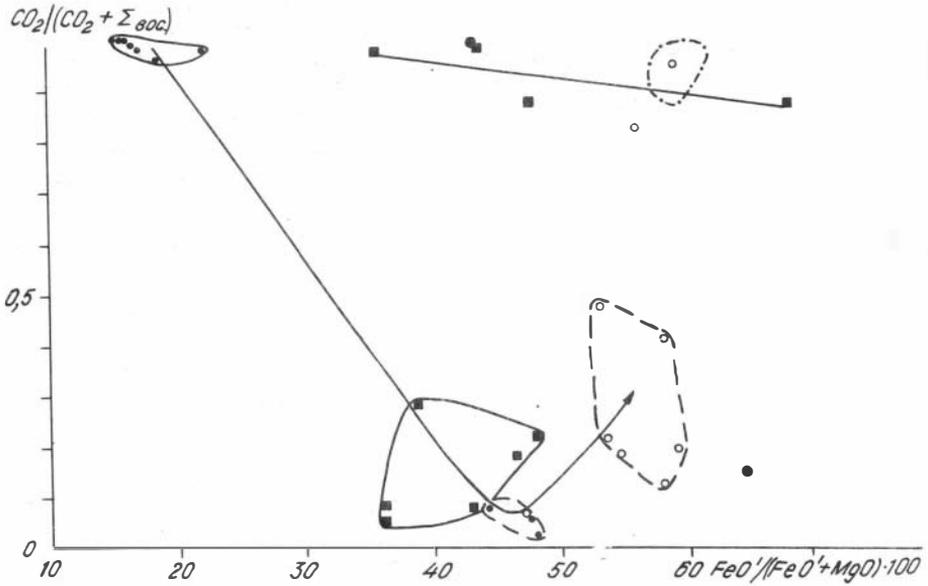
На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (рис.67) четко различаются два тренда изменения составов летучих: а) в эффузивах осевой зоны Красного моря составы летучих изменяются вдоль стороны  $H_2-CO_2$  от поля кумулятов Троодоса, через промежуточные значения в стеклах, до полностью окисленного флюида; б) глубинные включения резко обогащены  $CO$  и, соответственно, тренд смещен в сторону угла  $CO$ . Составы летучих изменяются от восстановленных (преимущественно минералы габброидов) до частичной потери водорода и к полностью окисленному флюиду в ультраосновных породах.

В целом для глубинных включений и базальтов Красного моря в последовательной смене пород (рис.68): пироксениты, перидотиты (близкие по характеру летучих к океаническим гипербазитам) - габбро (совпадающие с океани-

\* Образцы А.И.Альмухамедова и Г.Л.Кашинцева.

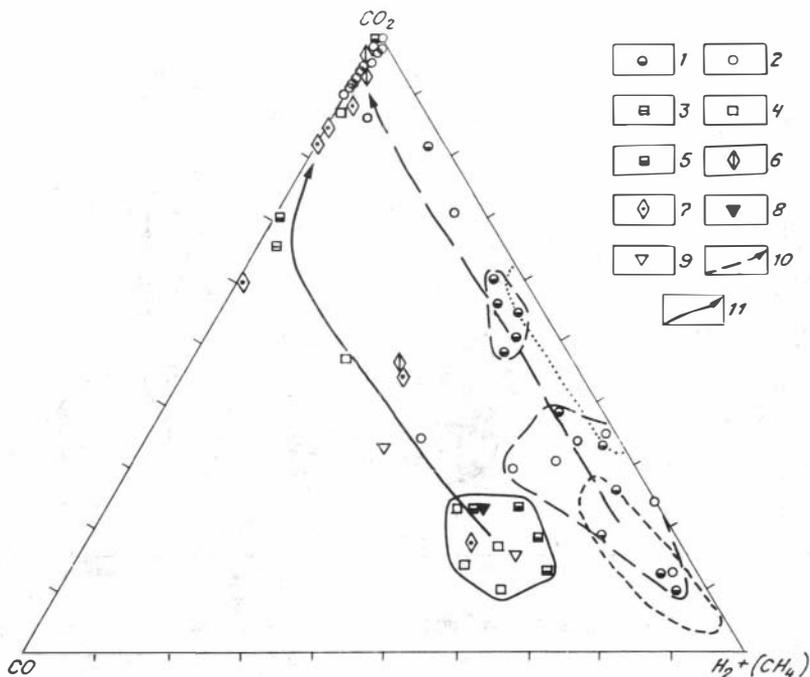


Р и с. 65. Диаграмма CO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>+(CH<sub>4</sub>) для офиолитов разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет). Усл. обозн. см. на рис.46, 52.



Р и с. 66. Диаграмма степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов разлома Зеленого Мыса (Срединно-Атлантический хребет). Усл. обозн. см. на рис.46, 52, 65.

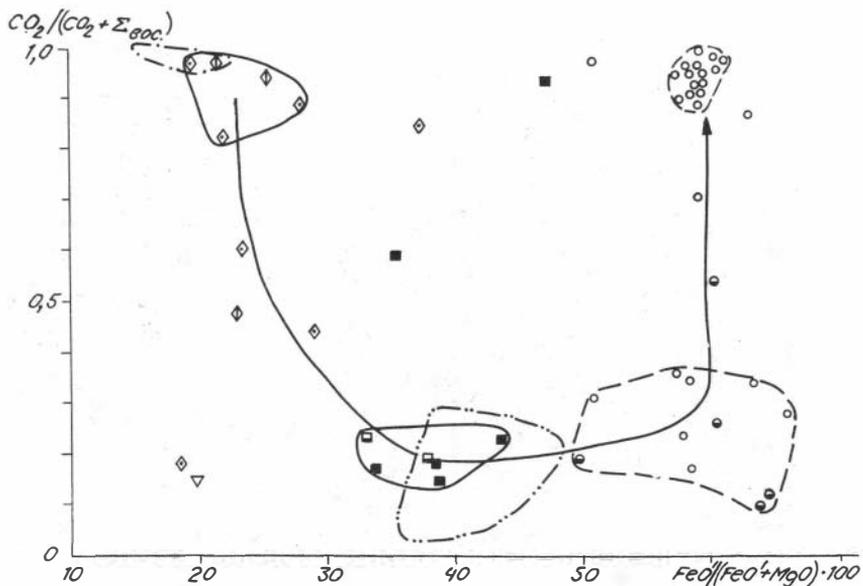
ческими габброидами) растёт восстановленность летучих, далее в эффузивах повышается окисленность, т.е. общие закономерности те же, что и для рассмотренных офиолитов.



Р и с. 67. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для офиолитов Красноморского региона:

1, 2 - магматические стекла (1) и базальты (2) осевой зоны Красного моря; 3-9 - породы и минералы глубинных включений в базальтах хр.Ассаб (3 - анортозиты; 4 - плагиоклазы из габбро, 5 - пироксены из габбро, 6 - пироксениты, 7 - перидотиты, 8 - пироксены из перидотитов, 9 - оливины из перидотитов); 10, 11 - тренды изменения составов летучих в эффузивах осевой зоны Красного моря (10) и в породах глубинных включений (11). Остальные усл. обозн. см. на рис.46, 52.

Средние значения воды в базальтах Красного моря, по нашим данным (25 обр.), - 0,31 % (см. табл.10), а согласно другим исследованиям /Альмухамедов и др., 1985/ (52 обр.) - 0,28 %, т.е. сходимость результатов очень хорошая. Базальтовые стекла содержат в среднем 0,19 %  $H_2O$  (13 обр.). Если учитывать только высокотемпературную воду (выделяется от 500 до 950 °С), анализируемую с помощью кулонометрии /там же/, т.е. схема анализа близка к используемой в данной работе (учитываются только газы, выделяющиеся от 400 до 900 °С), то данные двух методов достаточно хорошо сходятся (0,23 %  $H_2O$  по кулонометрии). Средние значения  $H_2O/CO_2$  для базальтов - 3,7 очень близки к данным, опубликованным ранее - 3,2 /там же/. Средние значения  $H_2O/CO_2$  для глубинных включений (при выдержанных минимальных содержаниях  $H_2O$  - 0,03-0,04 мас.%) не зависят от характера пород (перидотиты - 1,2, пироксениты - 0,6, габбро - 1,9), как это отмечалось в случае рассмотренных выше офиолитовых ассоциаций.



Р и с. 68. Диаграмма степень окисленности летучих - железистость пород для офиолитов Красноморского региона. Усл. обозн. см. на рис.46, 52, 67.

Исследования составов летучих в образцах из различных частей базальтовых потоков (зоны закалки со стеклом, внутренние участки с долеритовыми структурами и т.п.) показали, что существует три типа распределения летучих: а) флюид имеет восстановленный характер во всем объеме тела; б) восстановленные летучие наблюдаются только в зонах закалки, а к центру идет практически полное окисление; в) флюид полностью окислен во всех участках. Наиболее вероятной причиной дифференциации летучих компонентов является динамика становления базальтовых потоков. Фиксируются различные этапы процессов дегазации легкоподвижных восстановленных летучих (в первую очередь  $H_2$ ), которые начинаются в достаточно глубоких условиях и продолжаются внутри базальтовых тел. Факты вскипания (дегазация) на глубине и повышенная роль в этих процессах водорода для базальтов Красного моря отмечались и другими исследователями /Калюжный и др., 1985/.

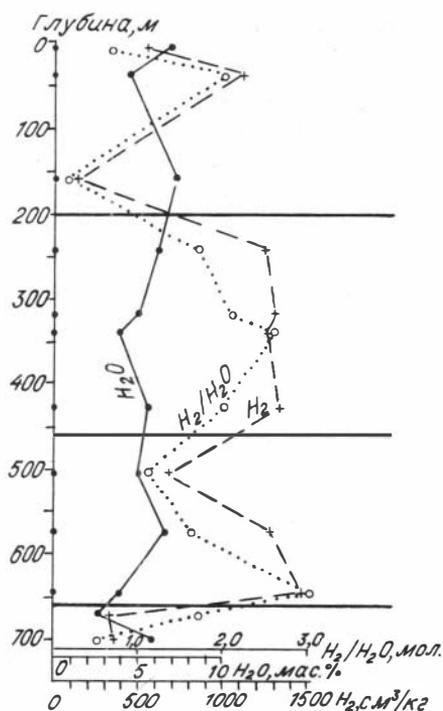
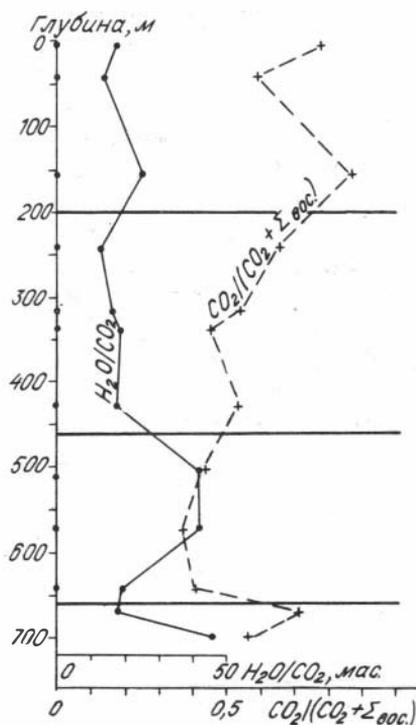
### Летучие компоненты в гипербазитах

Особенности составов летучих компонентов в тектонизированных гипербазитах основания офиолитовых ассоциаций разбирались выше при рассмотрении данных о флюиде в офиолитах в целом. Более детально закономерности составов и распределения летучих в гипербазитах изучены на примерах Среднетерсинского (Кузнецкий Алатау) и Нижне-Тагильского (Урал) массивов.

Для гипербазитов Среднетерсинского массива с помощью совместного

применения методов петроструктурного анализа и термобарогеохимии /Гончаренко, Симонов, 1984/ показано, что летучие компоненты принимают активное участие в процессах деформации и течения гипербазитов на уровнях верхней мантии и на начальных этапах внедрения в земную кору. Летучие, с одной стороны, способствуют протеканию деформационных процессов, с другой, - благодаря деформациям, они мигрируют и накапливаются в более крупных дефектах, образуя метаморфогенные включения высокоплотных сжиженных газов (метан и азот) размером до 20 мкм. Таким образом, в составе глубинного флюида в тектонизированных гипербазитах устанавливаются, по данным изучения метаморфогенных включений, главным образом метан и азот.

С помощью газовой хроматографии удалось исследовать особенности распределения летучих компонентов по разрезу практически через всю пластину гипербазитов Среднетерсинского массива. Изучались образцы пород, отобранные по скв. № 1, расположенной в долине руч.Станового. По составам и характеру распределения летучих в разрезе массива отчетливо выделяются четыре зоны (рис.69, 70). Верхняя (до 200 м) и нижняя (ниже 660 м) окраинные зоны характеризуются минимальными содержаниями водорода в гипербазитах и повышенной степенью окисленности летучих. Для центральных частей массива отмечается максимальная восстановленность летучих и соответственно максимальные содержания  $H_2$  в гипербазитах.

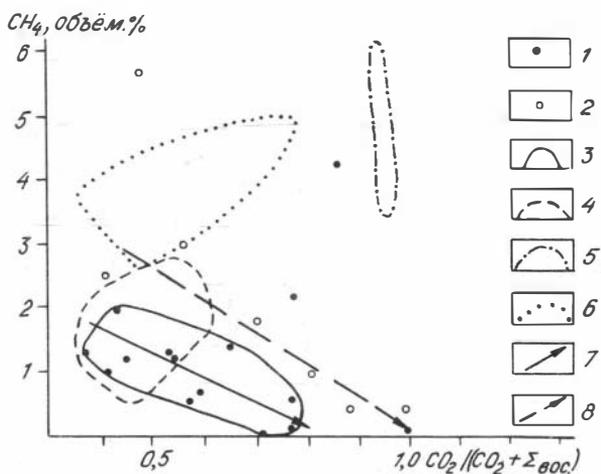


Р и с. 69, 70. Особенности распределения летучих компонентов в разрезе гипербазитов Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау).

$CO_2/(CO_2 + \Sigma_{vol.})$  - степень окисленности летучих;  $H_2O/CO_2$  - мас. отношение;  $H_2/H_2O$  - мол. отношение.

Зональное распределение летучих в разрезе гипербазитов Среднетерсинского массива обусловлено положением ультрабазитового тела и тектоническими процессами его внедрения. Верхняя зона с окисленными летучими сформировалась в основном благодаря влиянию экзогенных процессов, приведших в первую очередь к удалению из пород легкоподвижного водорода и к соответствующему росту степени окисленности летучих. Нижняя окисленная зона образовалась в связи с формированием оливин-антигоритовых пород в "подошве" гипербазитовой пластины при тектоническом движении ультрабазитов по надвигу. Неоднородность внутреннего строения гипербазитов обусловлена также тектоническими причинами, способствовавшими возникновению деформационных зон с удалением водорода.

Принадлежность гипербазитов Среднетерсинского массива к хромитоносным хорошо видна на диаграмме зависимости метана от степени окисленности летучих (рис.71). Здесь поле гипербазитов этого массива перекрывает группу ультрабазитов Кемпирсайских хромитовых месторождений и четко отличается от характеристик хризотил-асбеста Саянского (Западный Саян) и Актоврацкого (Западная Тува) месторождений. Гипербазиты Агардагского массива (Южная Тува) по особенностям поведения метана очень похожи на породы Среднетерсинского массива (четкая обратная зависимость содержания  $\text{CH}_4$  от степени окисленности и близость к ультрабазитам Кемпирсайского массива). Устанавливаемая по характеристикам летучих хромитоносность Агардагского массива непосредственно подтверждается наличием хромитового оруденения.



Р и с. 71. Зависимость содержания метана во флюиде от степени окисленности летучих в гипербазитах Среднетерсинского (Кузнецкий Алатау) и Агардагского (Южная Тува) массивов.

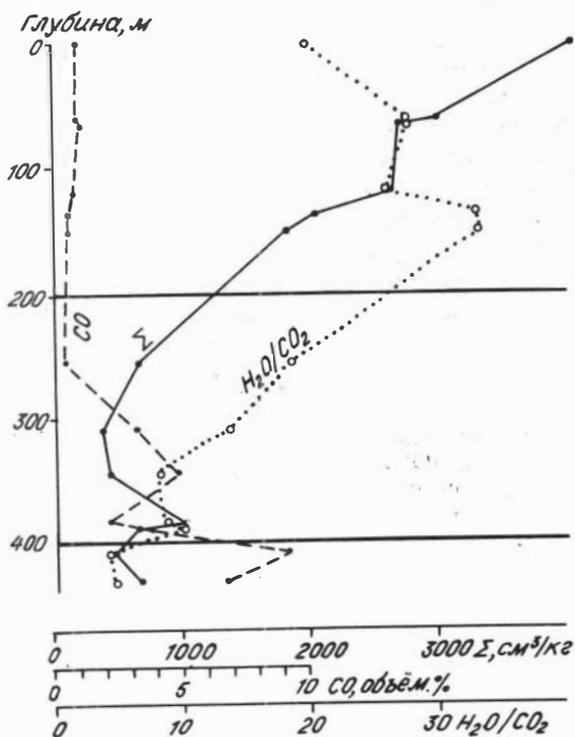
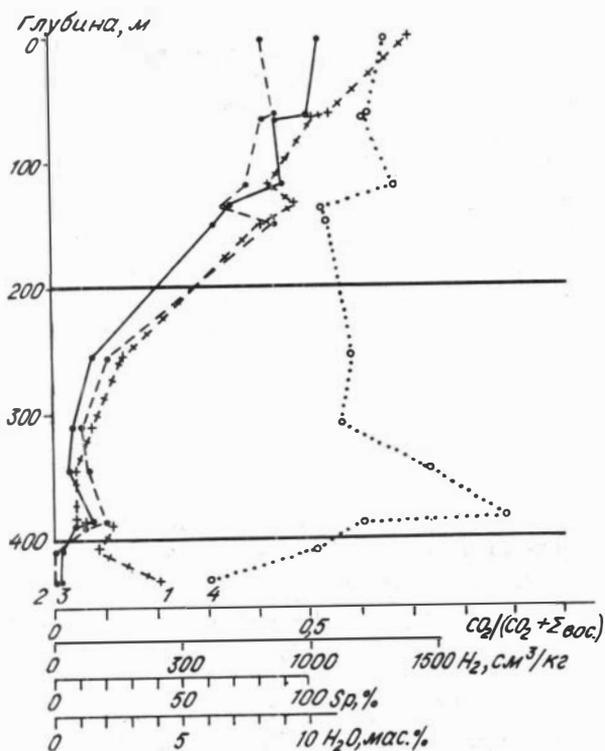
Гипербазиты Среднетерсинского (1) и Агардагского (2) массивов; поля гипербазитов Среднетерсинского массива (3) и Кемпирсайских хромитовых месторождений (4); 5, 6 - поля хризотил-асбеста и гипербазитов Актоврацкого (5 - Западная Тува) и Саянского (6 -

Куртушибинский хребет, Западный Саян) месторождений; 7, 8 - тренды изменения составов летучих в гипербазитах Среднетерсинского (7) и Агардагского (8) массивов.

В 1975 г. в центральной части Нижне-Тагильского дунитового массива в районе скв. 1925 года, описанной А.Н.Заварицким /1925/, были пробурены скважины глубиной около 500 м. По разрезу одной из них (скв. 7529) Д.С.Штейнберг и И.С.Чашухин

Р и с. 72, 73. Особенности распределения летучих в разрезе гипербазитов Нижне-Тагильского массива (Урал).

$\Sigma$ , см<sup>3</sup>/кг - сумма газов (кроме H<sub>2</sub>O); 1 - H<sub>2</sub>, 2 - S<sub>p</sub> (степень серпентинизации гипербазитов); 3 - H<sub>2</sub>O, 4 - CO<sub>2</sub>/(CO<sub>2</sub> +  $\Sigma_{\text{вос.}}$ ) - степень окисленности летучих компонентов.



/1977а/ детально рассмотрели особенности серпентинизации гипербазитов. Нами с помощью газовой хроматографии исследовались летучие компоненты в образцах этой скважины и были установлены определенные закономерности распределения газов в связи с глубиной и степенью серпентинизации.

Степень серпентинизации, оцененная Д.С.Штейнбергом и И.С.Чашухиным /1977а/, очень хорошо коррелируется с содержанием  $H_2O$ , определенным нами на хроматографе (рис.72). По разрезу скважины можно выделить три различающихся по степени серпентинизации и по содержанию  $H_2O$  интервала: 0-200 м - высокая степень серпентинизации (65-86 %) и высокие содержания  $H_2O$  (6,2-10,2 %); 200-400 м - относительно низкие степень серпентинизации (10-20 %) и содержание  $H_2O$  (0,5-1,5%); глубже 400 м - полностью свежие гипербазиты с минимумом  $H_2O$  (около 0,2 %).

Содержание водорода в ультрабазитах до глубины 400 м хорошо коррелируется с  $H_2O$  и степенью серпентинизации - количество  $H_2$  падает от 1300 до 80  $см^3/кг$  с уменьшением степени серпентинизации до 10 % и  $H_2O$  до 0,5 % (см. рис.72). Глубже 400 м наблюдается обратная картина - степень серпентинизации равна нулю, а содержание  $H_2$  растет до 4000  $см^3/кг$ , т.е. в целом нельзя однозначно связывать количество  $H_2$  со степенью серпентинизации и  $H_2O$ . Неоднозначность связей  $H_2$  со степенью серпентинизации установлена нами и для Кемпирсайского массива, где в безрудных гипербазитах с глубиной уменьшается количество  $H_2O$  и падает содержание  $H_2$ , а в присутствии руды намечается обратная картина - количество водорода растет в наименее серпентинизированных ультрабазитах.

Степень окисленности летучих постепенно и незначительно снижается до глубины 300 м (0,65-0,55); резко подскакивает (до 0,88) при подходе к 400 м и падает ниже 400 м до 0,30 (см. рис.72).

Количество  $CO$  во флюиде минимально и постоянно (0,5-0,9 %) в верхней, серпентинизированной части (рис.73). Растет в слабосерпентинизированном интервале до 4 % и резко увеличивается в свежих гипербазитах (до 9 %).

Сумма газов (газонасыщенность) полностью повторяет особенности поведения степени серпентинизации и  $H_2O$ , формируя отчетливый максимум перед зоной свежих гипербазитов. Отношение  $H_2O/CO_2$  высокое в верхней серпентинизированной зоне, растет с глубиной, т.е. роль  $CO_2$  очень сильно снижается, так как количество  $H_2O$  также уменьшается. В слабосерпентинизированной зоне значение  $H_2O/CO_2$  падает, что контролируется в основном уменьшением  $H_2O$ . В свежих гипербазитах с наименьшими содержаниями  $H_2O$  отношение  $H_2O/CO_2$  - минимально.

Проведенные исследования позволили установить, что в Нижне-Тагильском массиве в зависимости от характера летучих и степени серпентинизации можно выделить три зоны, сменяющиеся с глубиной: а) интенсивно серпентинизированные (0-200 м), б) слабосерпентинизированные (200-400 м) и в) свежие гипербазиты (глубже 400 м). Первые две зоны объединяются процессами серпентинизации, степень которой уменьшается с глубиной и стабилизируется на минимальном уровне до глубины 400 м. Третья зона (ниже 400 м) резко отличается от предыдущих по поведению летучих и отсутствию серпентинизации. Обособление этого интервала от верхних подчеркивается максимумами степени окисленности,  $H_2O$  и газонасыщенности непосредственно перед зоной свежих гипербазитов. Исследования распределения летучих компонентов, по нашему мнению, подтверждают выводы Д.С.Штейнбер-

га, И.С.Чашухина /1977а/ о происхождении серпентинитов в результате воздействия растворов, проникающих из вмещающих толщ, т.е. весь разрез гипербазитов до 400 м является зоной переработки свежих пород растворами. В процессах серпентинизации происходило перераспределение летучих и в первую очередь водорода, как наиболее подвижного компонента, с накоплением его в верхних частях массива и с истощением на самых нижних горизонтах (около 400 м) зоны влияния серпентинизирующих растворов.

Необходимо отметить определенное сходство поведения летучих компонентов в разрезах Среднетерсинского и Нижне-Тагильского гипербазитовых массивов. В первую очередь это, конечно, касается одинаковых размеров (до 200 м) верхней наиболее измененной и окисленной зоны.

В результате исследований можно сделать выводы об особенностях поведения летучих компонентов в тектонизированных гипербазитах.

1. В целом по особенностям составов летучих и их распределению тектонизированные гипербазиты основания офиолитовых ассоциаций хорошо отличаются от гипербазитов (ультрамафитов) расслоенного комплекса. На диаграммах соотношений летучих тектонизированные гипербазиты наиболее близки к полям эталонных объектов (гипербазиты Троодоса и Кемпирская), а ультрамафиты чаще ассоциируют с габброидами, располагаясь около поля кумулятов Троодоса. Различия между этими породами подчеркиваются и результатами изучения флюидных включений - только в минералах тектонизированных гипербазитов найдены метаморфогенные включения сжиженных газов (тогда как для ультрамафитов характерны включения расплавов).

2. По составам летучих хорошо отличаются гипербазиты: а) находящиеся в океанических областях и в складчатых континентальных системах; б) хромитоносные и асбестоносные; в) расположенные в различной степени метаморфизованных толщах.

3. Устанавливаются закономерные распределения летучих в вертикальных разрезах гипербазитовых массивов, зависящие от степени серпентинизации пород, наличия зон деформаций и рудных тел.

### **Летучие компоненты в магматических стеклах**

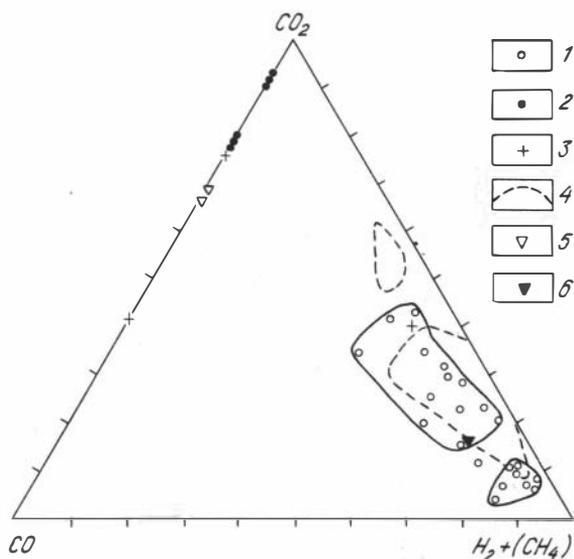
Магматические стекла являются важнейшими индикаторами, наиболее полно характеризующими магматический расплав. Особую ценность они представляют в связи с изучением поведения летучих компонентов в магматических процессах, так как фиксируют ту флюидную обстановку, которая характеризовала расплав к моменту его стеклования /Природные стекла..., 1987/.

Нами исследовались летучие компоненты в магматических стеклах офиолитов Троодоса, Срединно-Атлантического хребта, осевой зоны Красного моря и для сравнения рассмотрены стекла о-ва Шикотан (Курильская островная дуга) и бонинитов желоба Тонга\*.

---

\* Образцы представлены А.И.Альмухамедовым, А.В.Соболевым, С.Г.Сколотневым.

На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (рис.74) видим, что стекла САХ формируют две восстановленные группы (с содержанием  $H_2$  более 85 % и 50-80 %, которые близки к полю базальтов Красного моря с максимально восстановленными летучими. Для стекол САХ характерно отсутствие разностей с окисленными летучими и этим они отличаются от стекол Красного моря, где составы летучих изменяются от восстановленных до полностью окисленных.



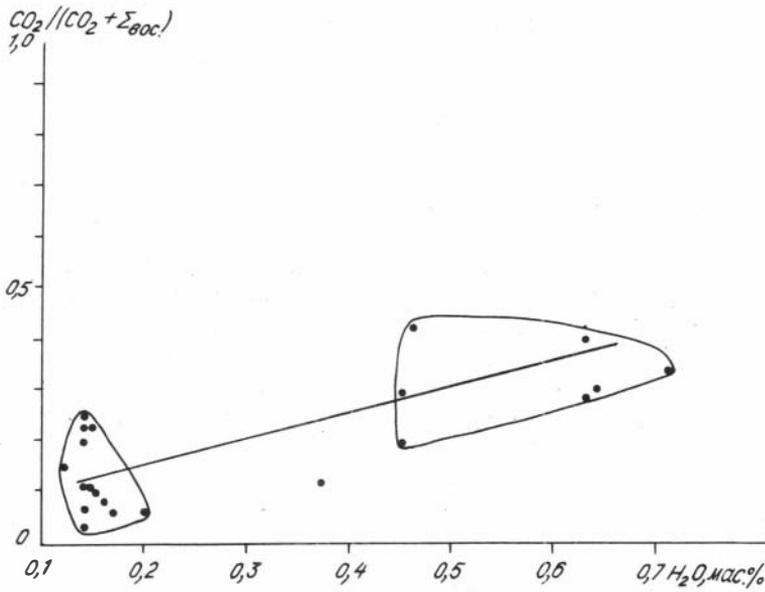
Р и с. 74. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для магматических стекол:

- 1 - стекла Срединно-Атлантического хребта; 2 - стекла о-ва Шикотан; 3 - стекла бонинитов желоба Тонга; 4 - поля базальтов Красного моря; 5, 6 - вкрапленники оливинов (5) и ортопироксенов (6) в бонинитах.

Для стекол САХ устанавливается прямая зависимость степени окисленности летучих от содержания воды (рис.75). Все стекла разбиваются на две группы: с повышенными значениями воды и степени окисленности флюида и с минимумом  $H_2O$  и окисленности. С ростом содержания  $MgO$  количество  $H_2O$  в стеклах уменьшается (рис.76). Здесь стекла САХ также разделяются: одна группа располагается вдоль тренда стекол "истощенных" базальтов с минимумом  $H_2O$ , другие ассоциируют с "обогащенными" базальтами. Тренды построены по данным П.Микаэль, Р.Чейз /Michael, Chase, 1987/, по содержанию  $H_2O$  в базальтовых стеклах срединно-океанических хребтов. Стекла Красного моря все тяготеют к "истощенной" группе.

Стекла САХ содержат в среднем 0,35 %  $H_2O$  (табл. 11), что идеально совпадает с данными В.Брайн, Дж.Моор /Bryan, Moore, 1977/ по стеклам толеитовых базальтов рифтовой долины САХ - 0,35 %. В базальтовых стеклах осевой зоны Красного моря воды гораздо меньше - 0,19 %. Отношение  $H_2O/CO_2$  в стеклах САХ (18,07) значительно больше, чем в стеклах Красного моря (6,88).

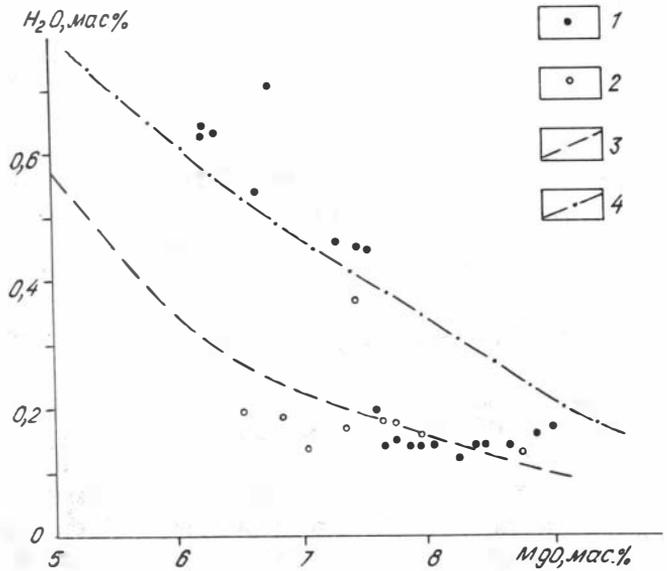
На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (см.рис.74) стекла о-ва Шикотан характеризуются полным отсутствием  $H_2$ ,  $CH_4$  и располагаются на стороне треугольника  $CO-CO_2$  (до 25 %  $CO$ ). Здесь же находится часть бонинитовых стекол. Другие стекла бонинитов



Р и с. 75. Диаграмма степень окисленности летучих - содержание  $H_2O$  для стекол САХ. Усл. обозн. см. на рис.74.

Р и с. 76. Диаграмма  $H_2O$ - $MgO$  для магматических стекол:

1 - стекла САХ; 2 - стекла Красного моря; 3, 4 - тренды изменения содержания  $H_2O$  в стеклах "истощенных" (3) и "обогащенных" (4) базальтов срединно-океанических хребтов /Michael, Chase, 1987/.



содержат либо значительное количество  $CO$  (более 55 %) при отсутствии  $H_2$ , либо много водорода (более 50 %), попадая в поле стекол САХ. Вкрапленники ортопироксенов и оливинов, находящиеся в стекле бонинитов, резко различаются по

составу летучих. В оливинах полностью отсутствует водород при значительном содержании CO (более 30 %). Ортопироксены обогащены водородом (более 70 %) и попадают в поле стекол САХ.

**Таблица 11**

Средние значения характеристик летучих компонентов  
в магматических стеклах

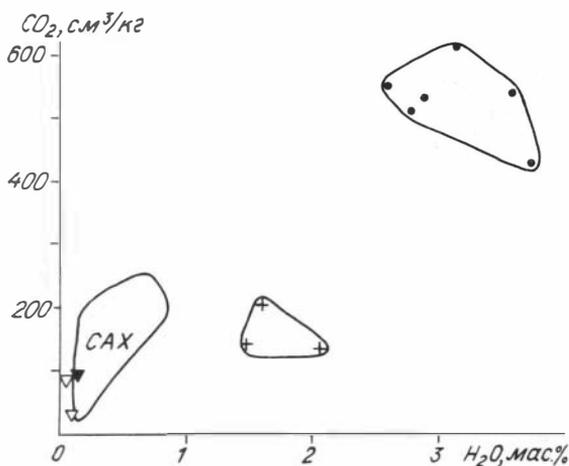
N п/п	n	H <sub>2</sub> O, мас. %	CO, см <sup>3</sup> /кг	H <sub>2</sub> , объем. %	Σ, см <sup>3</sup> /кг	Σ <sub>вос.</sub> , см <sup>3</sup> /кг	CO <sub>2</sub>		H <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub>
							CO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub> + Σ <sub>вос.</sub>	
1	9	2,65	93,94	0	526,77	122,58	0,75		39,51
2	37	0,29	37,95	65,21	537,16	392,70	0,26		14,24
3	3	1,70	91,23	до 17	336,72	177,17	0,53		56,82
4	6	3,13	95,29	0	621,79	95,29	0,86		30,86
5	13	0,19	23,93	54,16	536,99	285,48	0,37		6,88
6	24	0,35	45,54	71,20	537,25	450,77	0,20		18,07
7	15	3,18	33,10	22,23	508,97	136,06	0,71		76,04
8	5	3,99	80,73	30,82	1026,29	278,70	0,59		47,49

Примечание: 1 - островодужные стекла (о-в Шикотан + желоб Тонга); 2 - океанические стекла (Срединно-Атлантический хребет + осевая зона Красного моря); 3 - стекла бонинитов желоба Тонга; 4 - стекла базальтов о-ва Шикотан; 5 - стекла базальтов осевой зоны Красного моря; 6 - стекла базальтов Срединно-Атлантического хребта; 7 - стекла верхних и 8 - нижних лав Троодоса; n - количество образцов; Σ - сумма всех газов, кроме H<sub>2</sub>O; Σ<sub>вос.</sub> - сумма восстановленных газов (CO+CH<sub>4</sub>+H<sub>2</sub>); CO<sub>2</sub>/(CO<sub>2</sub>+Σ<sub>вос.</sub>) - степень окисленности летучих; H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> - отношение, мас. %.

На диаграмме CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (рис.77) стекла о-ва Шикотан формируют четкую компактную группу с содержаниями CO<sub>2</sub> = 430-610 см<sup>3</sup>/кг и H<sub>2</sub>O = 2,6-3,7 %. Бонинитовые стекла Тонга содержат меньше CO<sub>2</sub> (до 210 см<sup>3</sup>/кг) - сравнимо с максимумами содержания CO<sub>2</sub> в стеклах САХ и H<sub>2</sub>O = 1,5-2,1 %. Оливины и ортопироксены с минимальными значениями CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O располагаются в поле стекол САХ.

Исследования магматических стекол из островодужных структур показали, что средние содержания воды (см. табл.11) в стеклах о-ва Шикотан - 3,13 %, а в стеклах бонинитов желоба Тонга - 1,70 %. Средние отношения H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub>, соответственно, 30,86 - для Шикотана и 56,82 - для Тонга. По данным других исследователей /Данюшевский и др., 1986; Соболев, Данюшевский, 1986; Данюшевский, Соболев, 1987; Dobson, O'Neil, 1987/, содержания воды в остаточных бонинитовых расплавах Тонга оценивается до 2,3-4,2 %, что больше значений, определенных нами для бонинитовых стекол (до 2,06 %). В общем (см. табл.11) отчетливо видно, что островодужные стекла обогащены водой (H<sub>2</sub>O практически в 10 раз больше, чем в океанических стеклах), СО и обеднены восстановленными газами при практически полном отсутствии водорода. Степень окисленности летучих и значения H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> значительно выше в островодужных стеклах. Газонасыщенности океанических и островодужных стекол примерно равны.

Р и с. 77. Диаграмма  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  для стекол САХ. Усл. обозн. см. на рис.74, 76.



Таким образом, в результате исследований устанавливаются четкие отличия летучих компонентов в магматических стеклах (преимущественно основного состава) океанических и островодужных структур, что является отражением различия флюидного режима океанического и островодужного магматизма. Важное значение этого фактора отмечается многими исследователями /Лутц, 1984; и др./.

При сравнении основных характеристик летучих компонентов в стеклах Троодоса со средними данными по магматическим стеклам островодужных и океанических структур (см. табл.11) отчетливо видно, что стекла этих офиолитов соответствуют островодужным образованиям. Особенно хорошие совпадения с островодужными характеристиками мы имеем для стекол верхних лав, в то время как стекла нижних лав по некоторым значениям ( $\text{H}_2$ , объем.%,  $\Sigma_{\text{вос}}$ ,  $\text{см}^3/\text{кг}$ ,  $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \Sigma_{\text{вос}})$ ) тяготеют к океаническим образованиям. Содержания  $\text{H}_2\text{O}$  в исходных расплавах Троодоса оцениваются в 1,3-2 мас.% /Соболев и др., 1984; Соболев, Наумов, 1985; Соболев и др., 1986/, что значительно ниже количества  $\text{H}_2\text{O}$ , определенных нами в стеклах (3,4-5 мас.%). Ближе к нашим данным оценки количества  $\text{H}_2\text{O}$  в стеклах Троодоса в 3-4,5 % /Thy et al., 1985/.

\*  
\*   \*   \*

Результаты исследований летучих компонентов в офиолитовых ассоциациях можно свести к нескольким основным выводам:

1. Исследования летучих компонентов в породах офиолитов, находящихся в различных современных геодинамических обстановках (офиолиты во внутриконтинентальных складчатых областях, в зоне перехода океан-континент и в океанических областях), показали, что независимо от возраста офиолитов и последующих процессов преобразования особенности распределения летучих компонентов подчиняются единым закономерностям.

2. Во всех изученных случаях в разрезах офиолитов при переходе от глубинных образований к поверхностным, в последовательном ряду: ультрамафиты расслоенного комплекса и габбро - дайковый комплекс - эффузивы, восстановленные летучие, преобладающие в нижних горизонтах офиолитов, закономерно сменяются более окисленными и далее, в верхних частях офиолитов, мы имеем полностью окисленный флюид. Одновременно уменьшаются значения  $H_2O/CO_2$ , т.е. падает роль  $H_2O$ . В ультраосновных (пикритовых) сериях обратная картина: в последовательной смене интрузивы - дайки - эффузивы растет восстановленность летучих. В случае полных разрезов офиолитов в последовательной смене тектонизированные гипербазиты - ультрамафиты - габбро растет восстановленность летучих, далее, при переходе габбро - дайки - эффузивы увеличивается степень окисленности.

3. Общие закономерности смены восстановленных летучих окисленными в разрезе офиолитов (не зависимо от местонахождения, возраста и степени изменения офиолитовых ассоциаций и особенно данные по свежим базальтам и магматическим стеклам в океанических областях) свидетельствуют о существенно восстановленном характере первичного флюида, содержавшего значительные количества водорода, который в последовательных магматических процессах формирования офиолитов (образование даек по трещинам, излияния лав) выделялся из расплавов в первую очередь, сохраняясь в относительно замкнутых камерах, где кристаллизовались габбро-гипербазитовые серии. Водород в породах офиолитов может сохраняться в разных формах. В случае минералов он может присутствовать либо во включениях, либо в атомарном состоянии /Сворень, 1984/, или в виде соединений /Freund, 1987/ растворяться в кристаллической решетке. В магматических стеклах, вероятно, значительная часть водорода может находиться в молекулярной форме /Jambon, Zimmermann, 1987; Luth et al., 1987/.

4. Тектонизированные гипербазиты основания офиолитовых ассоциаций по особенностям летучих компонентов хорошо отличаются от ультрабазитов расслоенных комплексов, в которых содержится флюид, близкий по своему характеру к летучим в габбро. Гипербазиты хромитоносных массивов по летучим компонентам четко отличаются от асбестоносных.

5. Для рассмотренных офиолитов характерно разделение эффузивов по составу флюида на две группы. В одном случае наблюдаются полностью окисленные летучие при отсутствии водорода, в другом - флюид более восстановлен с обязательным присутствием водорода.

6. Летучие компоненты в магматических стеклах океанических структур (срединно-океанические хребты, межконтинентальные рифты) четко отличаются от флюида в островодужных стеклах (на порядок меньше  $H_2O$ , значительно больше  $H_2$  и соответственно выше восстановленность и т.д.), что является отражением различия флюидного режима океанического и островодужного магматизма. Стекла офиолитов в складчатых областях (Троодос, Кипр) по характеру летучих наиболее близки к островодужным образованиям.

## Глава 6. ТЕМПЕРАТУРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ

Температуры образования горных пород, слагающих офиолитовые ассоциации, установлены главным образом с помощью исследования методами термобарогеохимии (метод гомогенизации) включений минералообразующих сред. Правомерность сопоставления температур гомогенизаций включений минералообразующих сред с температурами реального минералообразования рассматривается в гл.2. Факты и экспериментальные работы достаточно убедительно доказывают возможность определения температур кристаллизации минералов с помощью изучения включений. Исходя из этого, мы считаем, что информация, получаемая при исследовании расплавных включений, является достоверной и близкой к реальным параметрам минералообразования и, соответственно, температуры гомогенизации включений расплавов достаточно близки к температурам кристаллизации пород.

Для того, чтобы исключить возможность случайных оценок температур, в работе приводятся данные не по единичным замерам, а результаты исследований серий включений с указанием температурных интервалов гомогенизаций и, соответственно, температур минералообразования.

Приводя результаты исследований включений, мы вынуждены довольно подробно остановиться на описании их свойств и поведения при нагревании. Это необходимо, с одной стороны, для того, чтобы убедиться в природе включений (включения силикатных расплавов, солевых рассолов и т.п.; а также - нормальные, аномальные включения и др.), их герметичности и т.д.; и с другой - сам ход экспериментов позволяет получить очень ценную дополнительную информацию о вязкости расплавов, насыщенности летучими и т.д. В определенных случаях не удается получить полные гомогенизации из-за разгерметизации включений и, только учитывая все особенности процессов во включениях в ходе экспериментов, мы можем судить, в какой-то степени, о температурах гомогенизаций.

Включения минералообразующих сред очень редки в минералах пород офиолитовых ассоциаций, в особенности это касается в значительной мере измененных древних (рифейско-нижнепалеозойских) офиолитов. Поиски включений проводились во всех имеющихся образцах пород из изученных офиолитов, но, к сожалению, включения были найдены только в редких случаях, поэтому невозможно охарактеризовать температуры формирования офиолитов с той же полнотой, как в случае геологии, петрохимии, геохимии и летучих компонентов.

### Офиолиты во внутриконтинентальных складчатых областях

Нам удалось найти и изучить включения минералообразующих сред только в отдельных породах из офиолитов Кузнецкого Алатау, Мугоджар, Алайского хребта и Малого Кавказа. Для сравнения приведены данные по включениям минералообразующих сред из офиолитов Троодоса (Кипр).

**Среднетерсинский массив** (Кузнецкий Алатау). Методами термобарогеохимии исследовались тектонизированные гипербазиты (дунит-гарцбургитовый комплекс), габброиды и породы дайкового комплекса. В дунит-гарцбургитовом комплексе изучались различные типы включений в оливинах дунитов и дунит-

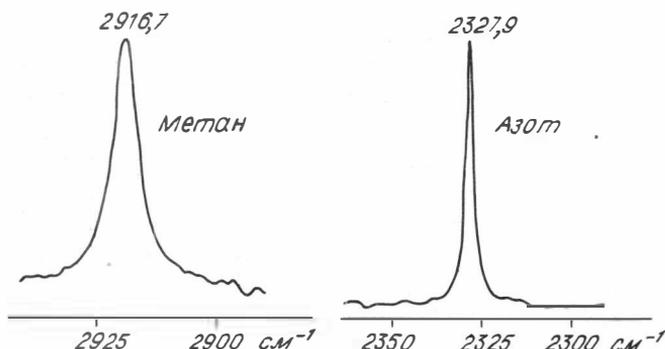
пегматитов /Симонов, 1981; Офиолитовая ассоциация..., 1982/. Наиболее интересными и информативными для реконструкции параметров минералообразования оказались своеобразные включения в оливинах. Включения располагаются полосами, зонами, иногда буквально пропитывают все зерно минерала. В зернах оливина, пластически деформированных внутрикристаллическим скольжением по {ОК1}, [100], флюидные включения часто концентрируются вдоль полос сброса. В целом для включений характерно распределение в виде нескольких субпараллельных полос шириной 0,3-0,5 мм. Такие полосы обычно ориентированы вдоль системы сбросообразования (100). Нередко включения пространственно тяготеют к плоскости (001), реже - (110). Таким образом, устанавливается теснейшая связь флюидных включений с наиболее ранней системой внутрикристаллического скольжения в оливине по {ОК1}, [100] /Офиолитовая ассоциация..., 1982; Гончаренко, Симонов, 1984/, реализуемой предположительно в условиях верхней мантии /Carter, 1976; Nicolas, Poirier, 1976/. В экспериментах /Raleigh, 1968; Carter, Ave Lallemand, 1970/ скольжение по указанной системе осуществляется при температурах около 1000 °С.

Размеры флюидных включений 2-5 мкм. Формы округлые, эллипсоидные, иногда наблюдается некоторая огранка. Включения обычно однофазовые, темные, реже светлые, прозрачные. Часто рядом можно видеть и многофазовые (жидкость + светлые кристаллики). Криометрические исследования однофазовых включений показали, что мы имеем дело с двумя типами флюида. В одних случаях при охлаждении включений гетерогенизация (разделение на газ и жидкость) происходит при -135 - -145 °С. При дальнейшем понижении температуры (около -190 °С) газовый пузырек резко сдвигается, деформируясь, включение замерзает. До температуры -195,8°С мы наблюдаем равновесие газ - твердая фаза. При нагревании около -182,5 °С включения резко оттаивают, переходя в равновесие газ - жидкость. При этих температурах флюид во включениях испытывает процессы перехода в тройной точке. В дальнейшем включения гомогенизируются в жидкость при -135 - -145 °С. Многократное повторение опытов с десятками включений показало стабильность температур оттаивания и гомогенизации. Данные криометрических исследований позволяют довольно определенно говорить о том, что включения содержат сжиженный метан, так как точка метана соответствует -182,5 °С. По температурам гомогенизаций оказалось возможным оценить удельный объем метана во включениях - 2,5-2,6 см<sup>3</sup>/г. Подобные включения метана в оливинах дунит-пегматитов имеют температуры гомогенизаций -120 - -122 °С и соответствующий удельный объем около 2,8 см<sup>3</sup>/г.

В других случаях гетерогенизация включений происходит при температурах около -190 °С. При охлаждении до максимально возможных температур (-195,8 °С - температура жидкого азота, используемого в микрокриокамере) наблюдалось некоторое увеличение газового пузырька. Сравнивая эти данные с характеристиками поведения при низких температурах известных систем, наиболее вероятным считаем предположение о том, что включения содержат жидкий азот. Температуры гомогенизаций, измеренные для нескольких десятков однотипных включений в разных зернах оливина, укладываются в довольно узкий температурный интервал от -194,3 до -194,9 °С. Удельный объем сжиженного газа (азота) составляет около 1,25 см<sup>3</sup>/г.

Исследования этих флюидных включений с помощью Раман-спектроскопии показали преобладание в них азота и метана (рис.78), что убедительно подтверждает результаты криометрических анализов.

Р и с. 78. Результаты исследований с помощью Раман-спектроскопии флюидных включений в оливинах гипербазитов Среднетерсинского массива (офиолиты Кузнецкого Алатау). Аналитики А.В.Соболев, Ж.Дюбесси.



Включения сжиженных газов (метана и азота), найденные в оливинах Среднетерсинского массива, приурочены, как было показано, к деформационным структурам. Они несомненно связаны с процессами пластических деформаций и течения гипербазитов. Образование такого рода включений отличается от общепринятых представлений о процессах захвата и консервации включений минералообразующих сред /Ермаков, 1972; Ермаков, Долгов, 1979/. Наиболее вероятный путь формирования включений сжиженных газов в оливинах гипербазитов следующий. В первичных, недеформированных гипербазитах в условиях высоких температур и давлений верхней мантии, флюид находится в рассеянном, связанном на молекулярном уровне. Как показано многочисленными исследованиями /Маракушев, Перчук, 1974; Флюидный режим..., 1977, 1980; Бейли, 1981; Никольский, 1987; и многие другие/ в составе мантийного флюида преобладают восстановленные и инертные газы ( $H_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$ ). Пластические деформации оливина гипербазитов Среднетерсинского массива, связанные на ранних фазах с горизонтальным течением вещества в верхней мантии и подъемом в область коры /Офиолитовая ассоциация..., 1982/, реализуются главным образом путем миграции дислокаций по системам скольжения  $\{OKI\}$ ,  $[100]$ . Миграции дислокаций повышают проницаемость оливина, перераспределяют, освобождают связанные флюиды. В свою очередь, высвобождающиеся флюиды значительно повышают масштабы дислокаций /Вернон, 1980/. Мигрирующие дислокации, несущие флюид, накапливаются на более крупных дефектах и границах зерен. Образующиеся пустоты, пузырьки, содержащие флюид, имеют размеры в первые микрометры, т.е. являются теми включениями, которые мы изучаем методами термобарогеохимии. Подобный механизм образования флюидных включений, связанный с деформациями минералов, рассматривался Г.Х.Грином, С.В.Радклифом /Green, Radcliffe, 1975/, В.А.Кутוליным /1977, 1982/ и др.

Выше была показана несомненная связь включений сжиженных газов с деформациями гипербазитов, осуществляющимися на уровне верхней мантии при температурах около 1000 °С. Зная удельные объемы сжиженного метана и азота, мы можем оценить по P- V - T-диаграммам в области высоких температур и давлений /Томиленко, Чупин, 1983/ вероятные давления при указанных деформациях. Включения сжиженного метана в оливинах дунитов свидетельствуют о давлении порядка 8-8,7 кбар. В случае дунит-пегматитов давление более низкое - 6,5 кбар. Включения сжиженного азота при температурах до 1000 °С указывают на режим давления до 11,5 кбар.

Термобарогеохимические характеристики в полосчатом габбро получены по включениям в амфиболах и кварце. В роговой обманке газовой-жидкие включения трубчатой формы (5 мкм) располагаются равномерно по зерну. Температуры гомогенизаций 250-270 °С. Включения другого типа - многофазовые (газ + жидкость + кристаллы солей и возможно силикатов) имеют полные гомогенизации при температурах 320-450 °С. В кварце температуры гомогенизаций газовой-жидких включений около 260 °С. В случае габбро-пегматитов включения минералообразующих сред исследовались в роговой обманке и кварце. В роговой обманке первичные трубчатые включения с температурами гомогенизаций до 420 °С ориентированы вдоль удлиненных кристаллов. В кварце газовой-жидкие включения имеют температуры гомогенизаций до 350 °С.

В порфировидном габбро включения найдены во вкрапленниках моноклинного пироксена, они обычно располагаются участками в центре вкрапленников. Размеры - 1-3 мкм. Формы включений - немного вытянутые прямоугольные таблички. Включения многофазовые, с темными и светлыми анизотропными кристалликами. При исследовании в микротермокамере первые изменения во включениях наблюдаются при 800-900 °С, около 1100 °С они несколько темнеют, при дальнейшем нагревании светлеют, и в них обособляются газовые пузырьки. В интервале температур 1220-1280 °С наблюдаются полные гомогенизации.

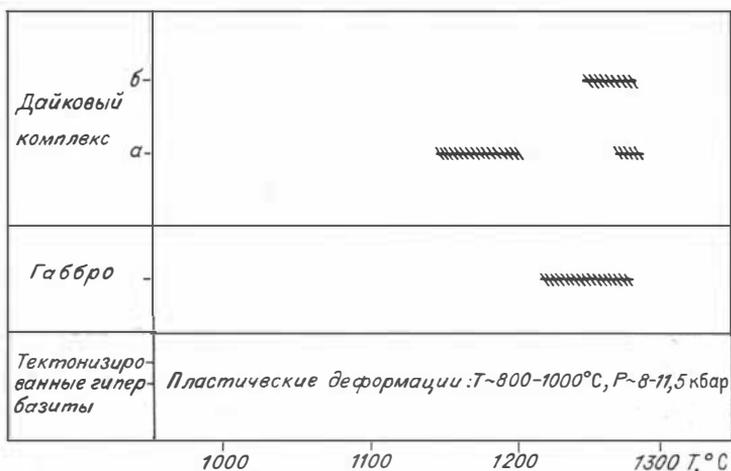
Используя данные термобарогеохимических исследований при анализе условий формирования габброидов, удалось выяснить, что температуры метаморфических процессов, приведших к формированию уралит-соссюритовых полосчатых габбро, находились на уровне около 350 °С при давлении порядка 1 кбар. Температуры минералообразования в габбро-пегматитах при возможном давлении до 1 кбар были: для роговой обманки до 500 °С, для кварца до 430 °С. В случае порфировидных габбро выяснено, что они формировались из высокотемпературных (1220-1280 °С) силикатных расплавов, проникавших в уже сформировавшиеся полосчатые габбро.

Во вкрапленниках пироксеновых порфиритов из дайкового комплекса встречены два типа расплавных включений. Около центра кристаллов клинопироксена располагаются темные округлые включения, очень похожие на включения с мелкораскристаллизованными фазами во вкрапленниках эффузивов Камчатки /Магматогенная кристаллизация..., 1975/. Температуры гомогенизаций этих включений около 1280 °С. Самый центр клинопироксеновых вкрапленников обычно занимают многочисленные включения с огранкой, полностью повторяющей внешние очертания кристаллов. Включения многофазовые, содержат светлые кристаллики, светлое стекло и темные фазы. При нагревании около 800-820 °С

изменяются фазы, около 900 °С включения начинают темнеть. При 1100-1130 °С с краев к центру включений развивается расплав и обособляются газовые пузырьки. Температуры гомогенизаций 1150-1200 °С.

В долеритовых порфиритах включения располагаются по зонам роста вкрапленников. Включения размером 5-10 мкм, многофазовые: несколько анизотропных кристалликов + стекло + темные фазы, похожие на деформированные газовые пузырьки. При исследовании в микротермокамере около 1000 °С изменяется содержимое включений. При 1180-1212 °С появляется кайма расплава, в дальнейшем плавятся все фазы включений, около 1250-1280 °С включения становятся светлыми и гомогенными.

Термобарогеохимические исследования офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) позволили выяснить некоторые параметры формирования слагающих ее пород (рис.79). Процессы деформации гипербазитов дунит-гарцбургитового комплекса протекали в глубинных условиях при температурах 800-1000 °С и давлениях 8-11,5 кбар. Офиолитовые габбро кристаллизовались из расплавов с температурами 1220-1280 °С. Флюидный режим образования габбро характеризовался накоплением летучих, что явилось впоследствии основной причиной интенсивного метаморфизма (при температурах около 350 °С) полосчатого габбро. Температуры кристаллизации пород дайкового комплекса были несколько ниже (1150-1280 °С), чем в случае габбро.



Р и с. 79. Условия образования пород офиолитов Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) по данным термобарогеохимических исследований пироксенов (габбро и дайковый комплекс) и оливинов (гипербазиты).

Порфириты: а - пироксеновые, б - долеритовые.

**Мугоджары** (Южный Урал). С помощью методов термобарогеохимии установлены температуры кристаллизации ряда минералов из габброидов.

В оливиновом габбро расплавные включения изучены в оливине. Многочисленные включения формируют несколько прямолинейных субпараллельных зон, повторяющих очертания кристаллов. Включения близки по форме к прямоугольным. Размеры их до 20 мкм, многофазовые: прозрачные анизотропные кристаллики + темная округлая фаза. При исследовании в микротермокамере с инертной средой около 800 °С все включения в зонах роста светлеют, в них изменяются фазы, около 1000 °С наблюдается несколько округлых фаз. Начиная с 1200 °С появляется и разрастается каемка темного расплава и при 1270 °С во включениях находятся: округлый кристаллик и темная округлая фаза (газовый пузырек ?!) в основной массе темного расплава. Полные гомогенизации наблюдаются несколько выше 1370 °С.

В крупнокристаллическом пегматоидном габбро включения расплавов-исследовались в плагиоклазах и клинопироксенах (см. гл.7).

В результате исследований габброидов из офиолитов Мугоджар удалось установить, что первым, при наиболее высоких температурах (свыше 1370 °С), кристаллизовался оливин, за ним при 1240-1270 °С образовывался плагиоклаз и самым низкотемпературным оказался клинопироксен (1170-1190 °С).

**Алайский хребет** (Южный Тянь-Шань). Включения минералообразующих сред удалось исследовать только в оливине перидотитов офиолитовой ассоциации Сартале. Включения в оливинах азональные, размерами до 15 мкм, имеют формы шести- или восьмигранников, повторяющие очертания кристаллов минералов. Многофазовые: несколько темных и светлых фаз + деформированные газовые пузырьки. При нагреве до 950 °С существенных изменений во включениях не происходит, около 1020-1030 °С довольно быстро плавятся темные фазы и появляется несколько мелких газовых пузырьков, в интервале 1070-1150 °С уменьшаются газовые пузырьки и кристаллики, растёт количество расплава. Часть включений взрывается, а сохранившиеся становятся полностью гомогенными около 1170-1200 °С. Причиной столь низких температур возможно являются высокие давления летучих, приводивших к взрыву значительной части включений.

**Малый Кавказ.** Включения минералообразующих сред исследовались нами в минералах перидотитов и габбро-диоритов Севано-Акеринской зоны. Расплавные включения в клинопироксенах пиллоу-лав этого же района рассмотрены ранее А.В.Соболевым и др. /1983/ и О.П.Цамерян и др. /1985, 1988/.

В верлитах (Гейдаринский массив) включения минералообразующих сред найдены в оливинах и клинопироксенах. Включения в оливинах часто образуют цепочки, полосы, иногда множество включений равномерно заполняет все зерно. Размеры их 3-5 мкм, иногда до 10 мкм, формы округлые, реже в виде шестигранников. Включения многофазовые с преобладанием темных фаз плюс несколько светлых кристалликов. При нагреве до 700-800 °С изменений не происходило, около 900-950 °С включения становились темнее, начиная с 1200-1250 °С светлели и около 1300 °С были полностью светлыми часто с одной-двумя темными мелкими фазами. Полностью гомогенными включения становятся в районе 1300-1350 °С и возможно выше. Судя по расположению в минерале, внешнему виду и поведению при нагреве,

мы имеем дело скорее всего с первичными расплавленными включениями (температуры гомогенизаций около 1300-1350 °С). В клинопироксенах включения равномерно располагаются в зерне минерала, реже можно встретить прямолинейные зоны, полосы. Размеры включений 3-10 мкм, формы округлые. Включения многофазовые с множеством мелких светлых и темных фаз. Содержимое их начинает темнеть при 600-650 °С, около 900 °С все включения практически полностью темные. Начиная с 1000 °С они светлеют и около 1200 °С в светлом расплаве наблюдаются тающие мелкие темные фазы. Большинство включений разгерметизируется при 1250 °С. Температуры полных гомогенизаций сохранившихся включений около 1250-1300 °С. Таким образом, проведенные термобарогеохимические исследования перидотитов (верлитов) из офиолитов Малого Кавказа (Гейдаринский массив) дают достаточно оснований говорить о том, что оливин и пироксен этих пород содержат **включения расплавов**, т.е. изученные перидотиты кристаллизовались из расплава (при температурах 1250-1350 °С и выше). Установленное с помощью термобарогеохимии магматическое происхождение рассмотренных перидотитов подтверждается данными Б.Г.Лутца /1980/, который относит свежие гипербазиты Малого Кавказа к слоистому кумулятивному комплексу.

**В г а б б р о - д и о р и т а х ( д и о р и т а х )** Левчайского массива включения минералообразующих сред были найдены в роговой обманке и кварце. В роговой обманке наблюдаются отдельные включения, иногда располагающиеся зонами, размером 3-20 мкм. По форме они округлые, изометричные, часто вытянутые с некоторой огранкой, соответствующей внешним очертаниям кристаллов роговой обманки, обычно многофазовые, с несколькими изотропными и анизотропными светлыми фазами и круглым газовым пузырьком. Часто наблюдаются двухфазовые включения: светлое стекло + газовый пузырек. В связи с тем, что роговая обманка на воздухе темнеет уже при 400 °С, опыты проводились в микротермокамере с инертной средой. До температур 750-800 °С включения практически не изменяются, при 950-1000 °С деформируются кристаллики и появляется расплав внутри включений, начиная с 1120-1130 °С в светлом расплаве плавает один газовый пузырек. Полностью гомогенными включения становятся около 1150-1160 °С. В кварце исследовались азональные единичные включения размерами 6-9 мкм. Формы вытянутые, округлые. Включения многофазовые: среди множества светлых кристалликов видны четкие округлые газовые пузырьки. До 750 °С существенных изменений во включениях не происходит, начиная с 820 °С изменяются фазы и около 950 °С появляется светлый расплав, около 1050 °С в расплаве присутствует одна темная фаза, уменьшающаяся в размерах. Полные гомогенизации наблюдаются при 1190-1200 °С.

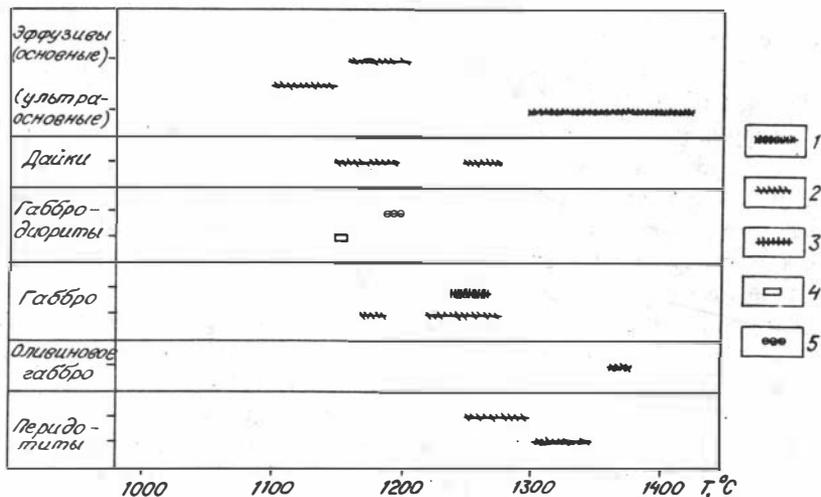
**В п и л л о у - л а в а х** Севано-Акеринской и Вединской зон Малого Кавказа включения минералообразующих сред исследовались во вкрапленниках клинопироксенов /Соболев и др., 1983; Цамерян и др., 1985, 1988/. Включения первичные, раскристаллизованные, размеры их 20-40 мкм. Средний интервал температур гомогенизаций включений составляет около 1160-1220 °С.

**Массив Троодос** (Кипр). Термобарогеохимические исследования расплавленных включений в кристаллах оливинов и клинопироксенов ультраосновных лав /Соболев, Слуцкий, 1982/ показали весьма низкие температуры начала плавления стекла (650-700 °С), что свидетельствует о значительном содержании  $H_2O$ . Температуры

гомогенизаций включений в оливинах и клинопироксенах варьируют в пределах 1300-1430 и 1100-1150 °С соответственно. Составы гомогенизированных включений образуют серию от первичного пикритового расплава (MgO 20 вес.%,  $T_{\text{ГОМ}}$  - 1430 °С) практически до андезита ( $T_{\text{ГОМ}}$  - 1100 °С). На основании этих данных сделан вывод, что образование пород расслоенного, дайкового и эффузивного комплексов могло происходить в результате фракционной кристаллизации исходного пикритового (коматиитового) расплава в интервале температур 1430-1100 °С в условиях насыщения  $\text{H}_2\text{O}$  /Соболев и др., 1986/.

Исследования плаггиогранитов в Троодоса /Dubois et al., 1983, 1984/ позволили установить в кварце два типа включений минералообразующих сред. Первичные включения с высоким содержанием солей (35-55 % NaCl-эквивалента) имеют температуры гомогенизаций 350-550 °С, вторичные приурочены к залеченным трещинкам, имеют низкие температуры гомогенизации 110-250 °С и незначительные концентрации солей (5 % NaCl-эквивалента) /Dubois et al., 1983/. Таким образом, судя по результатам изучения включений, в процессах формирования плаггиогранитов Троодоса большую роль играли флюидные компоненты с минимальными температурами около 550 °С.

В общем для офиолитов в континентальных складчатых областях характерно снижение температур кристаллизации в последовательной смене пород от глубинных образований к близповерхностным (перидотиты - габброиды - дайки - эффузивы основного состава) (рис.80).



Р и с. 80. Температуры кристаллизации пород офиолитов во внутриконтинентальных складчатых областях (Троодос, Малый Кавказ, Мугоджары, Кузнецкий Алатау) - по данным исследования расплавных включений. Для Троодоса (Кипр) и эффузивов Малого Кавказа температуры взяты из работ А.В.Соболева с соавторами /1982, 1983/: 1 - оливин; 2 - клинопироксен; 3 - плагиоклаз; 4 - роговая обманка; 5 - кварц.

## Офиолиты в зоне перехода океан-континент

В переходной зоне океан-континент методами термобарогеохимии исследовались образцы пород из офиолитов Чукотки (хр.Пекульней), Корякии (Куюльский массив, ватынские офиолиты), Камчатки (п-ов Кроноцкий, п-ов Камчатский Мыс), Курильских островов (о-в Шикотан).

**Хребет Пекульней** (Чукотка). Среди пород **расслоенной серии** температуры кристаллизации, по данным изучения расплавных включений, удалось выяснить для гипербазитов, оливинных габбро, габбро и габбро-норитов

В оливине **п е р и д о т и т о в** включения минералообразующих сред располагаются прямолинейными цепочками, полосами. Наблюдаются десятки однотипных включений размерами от 5-6 до 20 мкм. Формы их округлые, часто заметно некоторое подобие прямоугольной и гексагональной огранки. Многофазовые: четкие темные фазы + несколько светло-зеленых и коричневых фаз. При нагревании, начиная с 700 °С, включения темнеют, большинство из них взрывается при 750-800 °С, что свидетельствует о значительном флюидном давлении. Около 1100-1180 °С сохранившиеся включения светлеют и при 1250 °С они светлые, с несколькими фазовыми границами. Полные гомогенизации наблюдаются в одних случаях при 1270-1310 °С; для других гипербазитов интервал температур гомогенизации - 1300-1410 °С.

В **о л и в и н о в ы х г а б б р о** включения исследовались в оливине и плагиоклазе. В оливине они располагаются цепочками, отдельными группами. Размеры их 6-15 мкм, формы округлые, иногда с неровными границами. Включения многофазовые, с преобладанием в большинстве случаев темных фаз. При нагревании, начиная с 600-620 °С, включения темнеют, часть из них разгерметизируется. При 1030-1220 °С содержимое включений светлеет, изменяется. Около 1350-1400 °С в них наблюдается несколько мелких округлых фаз, плавающих в светлом расплаве. Полная гомогенизация происходит при температурах, немногим выше 1430 °С. В плагиоклазе сотни включений (3-10 мкм) формируют полосы и отдельные участки в зерне минерала. Формы включений - плоские многогранные таблички. Многофазовые: четко выделяются зеленоватые кристаллики клинопироксена + светлый плагиоклаз + округлые темные фазы. При температуре около 700 °С многие включения разгерметизируются, при 950-1000 °С содержимое изменяется, подплавляется, а при 1100 °С в их расплаве содержится газовый пузырек + несколько мелких кристалликов. Температуры полных гомогенизаций - 1250-1285 °С.

В **г а б б р о** включения были найдены только в плагиоклазе. Обычно наблюдаются сотни их, заполняющих центры зерен минерала, размером от 3-6 и до 10-15 мкм. Формы плоские, таблитчатые, прямоугольные. Многофазовые: основной объем занимают светлые кристаллические фазы, по показателю преломления очень близкие к минералу-хозяину + удлинённые зеленоватые кристаллики клинопироксена + несколько темных фаз. При нагревании до 550-600 °С изменяются темные фазы, большинство включений разгерметизируется, около 950 °С изменяются, деформируясь, кристаллики, при 1030-1050 °С оформляются круглые газовые пузырьки и при 1220-1230 °С включения содержат светлый расплав + мелкий газовый пузырек. Температуры гомогенизаций единичных сохранившихся включений около 1280-1310 °С.

Г а б б р о - н о р и т ы. Первичные расплавные включения были найдены в клинопироксенитах и в плагиоклазах. В клинопироксене одиночные включения размерами 8-25 мкм, имеют удлинённые, часто округлые эллипсоидные формы. Многофазовые: в основном светлые кристаллические + мелкие темные фазы. Начиная с 550 °С включения темнеют, до 1000-1100 °С все остается без изменений, около 1120-1170 °С появляется кайма расплава. С 1235-1240 °С содержимое включений плавится, сами они быстро светлеют. При температурах 1250-1270 °С становятся гомогенными. В плагиоклазе включения располагаются полосами, зонами; очень мелкие (1-4 мкм). Формы округлые, часто близкие к прямоугольным табличкам. Многофазовые: светлые зеленые кристаллики + неправильной формы темные фазы. При исследовании в микротермокамере около 300-450 °С большинство включений резко темнеет - взрывается. При 950-1070 °С в единичных сохранившихся включениях светлые крупные фазы разбиваются на множество мелких, все включения становятся более светлыми, в интервале температур 1260-1290 °С они гомогенные.

В целом исследования пород расслоенной серии методами термобарогеохимии показали следующее: 1) породы (габбро-нориты, амфиболовые габбро-нориты), выделенные как "амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы" из докембрийского гранулит-базитового комплекса /Некрасов, 1978; Марков, Некрасов, 1979/, содержат в своих минералах расплавные включения, что говорит об их магматическом происхождении; 2) кристаллизация габброидов укладывается фактически в один температурный интервал: 1250-1300 °С. Значительно более высокие температуры характерны для оливинов (около 1430 °С) из габбро; 3) гипербазиты из расслоенной серии кристаллизовались в довольно широком интервале температур: 1270-1410 °С; 4) для процессов формирования всех пород расслоенной серии характерны высокие давления летучих, что явилось наиболее вероятной причиной довольно низких температур (до 1270 °С) в случае гипербазитов.

При исследовании **дайкового комплекса** включения минералообразующих сред удалось обнаружить в минералах долеритовых, полевошпатовых и кварц-полевошпатовых порфиритов.

В долеритовых порфиритах включения исследовались во вкрапленниках клинопироксена и кварца. В моноклинном пироксене включения минералообразующих сред располагаются компактно, образуя отдельные, обогащенные десятками включений участки. Размеры их 5-8 мкм. Формы округло-прямоугольные. Включения многофазовые. До 700-900 °С включения постепенно темнеют, при 1050-1110 °С некоторые из них начинают светлеть, около 1250 °С виден четкий газовый пузырек в светлом расплаве. При температурах 1260-1300 °С единичные, сохранившиеся включения становятся полностью гомогенными. В кварце можно встретить цепочки многофазовых включений размером 3-6 мкм. Формы их угловатые, несколько напоминают очертания самого вкрапленника. Начиная с 510 °С включения темнеют, а при 1120-1150 °С изменяют форму, становятся светлыми, гомогенными.

В полевошпатовых порфиритах включения минералообразующих сред исследовались во вкрапленниках плагиоклазов, они образуют цепочки, располагаются иногда полосами. Более обычны случаи, когда десятки и сотни включений заполняют центр кристалла. Размеры 5-15 мкм. Формы округлые, изометричные,

близкие к квадратным или прямоугольным. Многофазовые: содержат несколько светлых кристалликов + темные фазы. При нагревании до 300-350 °С содержимое включений темнеет, в интервале 500-900 °С они становятся еще более темными, при 900-1000 °С появляется светло-зеленый расплав, около 1150 °С в некоторых из них наблюдаются мелкие кристаллики и газовый пузырек. Единичные включения имеют температуры гомогенизаций около 1180 °С. Большинство включений разгерметизируется.

В кварц-полевошпатовых порфирах вкрапленники кварца содержат редкие одиночные включения размером 10-12 мкм. Они округлые, вытянутые соответственно форме вкрапленников. Многофазовые: основной объем занимает светлое стекло + несколько мелких темных фаз + одна фаза со светлым бликом в центре (газовый пузырек?). При нагревании до 350-550 °С включения несколько темнеют. Из-за предполагаемой высокой вязкости расплава во включениях подъем температуры велся медленно: с 650 до 1000 °С за 3 часа. Около 730 °С плавятся светлые кристаллики, при 830-880 °С весь центр включения занимает светлый расплав, по краям концентрируются мелкие темные фазы. В интервале 990-1060 °С включения становятся гомогенными.

Термобарогеохимические исследования дайковых пород показали: 1) температуры кристаллизации для долеритовых порфиритов (по клинопироксену - 1260-1300 °С) аналогичны температурам кристаллизации расслоенных габбро; 2) отчетливо наблюдается понижение температуры при переходе от основных даек к кислым (от 1260-1300 до 990-1060 °С); 3) характерно значительное давление летучих для долеритовых и полевошпатовых порфиритов (что ранее отмечалось и для габброидов).

В случае **гранитоидов** включения минералообразующих сред удалось обнаружить в кварце гранитов и порфировых гранитов, образующих отдельные массивы, а также в минералах плагιοгранит-порфиров, кварцевых порфиров и розовых гранит-порфиров, входящих в состав комплекса параллельных кислых даек.

В гранитах, порфировых гранитах кварц содержит большое количество газово-жидких включений. Практически все они вторичные. Все первичные расплавные включения взорваны - видны радиально расходящиеся трещинки и ореолы мельчайших включений. Наиболее крупные газово-жидкие включения (10-15 мкм) имеют вытянутые, угловатые, каплевидные формы. Состав разнообразен:  $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г}_{\text{H}_2\text{O}}$ ;  $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Ж}_{\text{CO}_2}$ ;  $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Кр}^* + \text{Г}_{\text{H}_2\text{O}}$ . Температуры гомогенизаций водных включений 145-165 °С. Кристаллики не изменялись при нагревании до 350 °С (далее все включения взрываются).

Вкрапленники кварца плагιοгранит-порфиров содержат редкие азональные включения (3-6 мкм). Формы, близкие к прямоугольным. Многофазовые. При 400-500 °С все включения темнеют. Большая часть при этом разгерметизируется. Единичные сохранившиеся включения светлеют при 700-720 °С, в них наблюдается светлый расплав и уменьшающиеся темные фазы. Температуры полных гомогенизаций 870-900 °С. Для устранения эффекта высокой вязкости кислых расплавов проводились периодические выдержки по 30 мин в интервале температур 800-900 °С, но каких-либо результатов они не принесли, так как все изменения во включениях если и проходили, то достаточно быстро.

---

\* Кр - кристаллические фазы.

В кварцевых порфирах кристаллы кварца содержат редкие азональные включения, иногда группы включений. Размеры 5-8 мкм. Формы, близкие к прямоугольным. Многофазовые: несколько светлых и темных фаз. Начиная с 400-500 °С изменяются фазы, включения несколько темнеют. При 750-790 °С во включениях развивается расплав, появляются мелкие газовые пузырьки. Полные гомогенизации наблюдались при 850-870 °С.

В розовых гранит-порфирах включения исследовались во вкрапленниках кварца. Цепочки мелких (2-5 мкм) включений имеют формы, близкие к квадратным табличкам. Многофазовые, половину объема заполняют темные фазы. При 300-400 °С включения начинают темнеть, около 600 °С они все темные, в интервале 700-800 °С единичные светлеют и становятся гомогенными.

В целом исследования включений в гранитоидах показали: 1) значительную роль летучих при формировании пород; 2) последовательное снижение температуры от 900 до 700 °С от более ранних даек плагиогранит-порфиоров к завершающим кислую серию параллельных даек розовым гранит-порфирам.

Из-за сильных вторичных изменений, главным образом из-за серпентинизации оливина, большинство образцов пикритов оказались непригодными к исследованию методами термобарогеохимии. Включения удалось найти в оливине пикритов из комплекса параллельных даек, они равномерно располагаются по зерну минерала. Размеры 3-6 мкм. Формы изометричные, округлые. Многофазовые: темная округлая фаза (газовый пузырек?!) + несколько светлых анизотропных фаз. Часть из них зеленоватые, со спайностью - клинопироксен. При нагревании в микротермокамере с инертной средой до 1000 °С включения темнеют, затем при подъеме температуры до 1200 °С становятся светлыми, появляется расплав. При 1300-1320 °С включения содержат светлый расплав и небольшой газовый пузырек. Температуры полных гомогенизаций немного выше 1420 °С.

В результате термобарогеохимических исследований можно представить в целом температурный режим формирования офиолитовой ассоциации хр.Пекульней (рис.81). Наиболее высокие температуры кристаллизации (до 1400-1450 °С) установлены для ультраосновных кумулятов и переходных разностей (оливиновое габбро). Образование этих пород происходило на фоне снижающихся температур (до 1250 °С), и последующие габброиды в расслоенной серии (габбро, габбро-нориты) характеризуются устойчивым интервалом температур кристаллизации (1250-1300 °С).

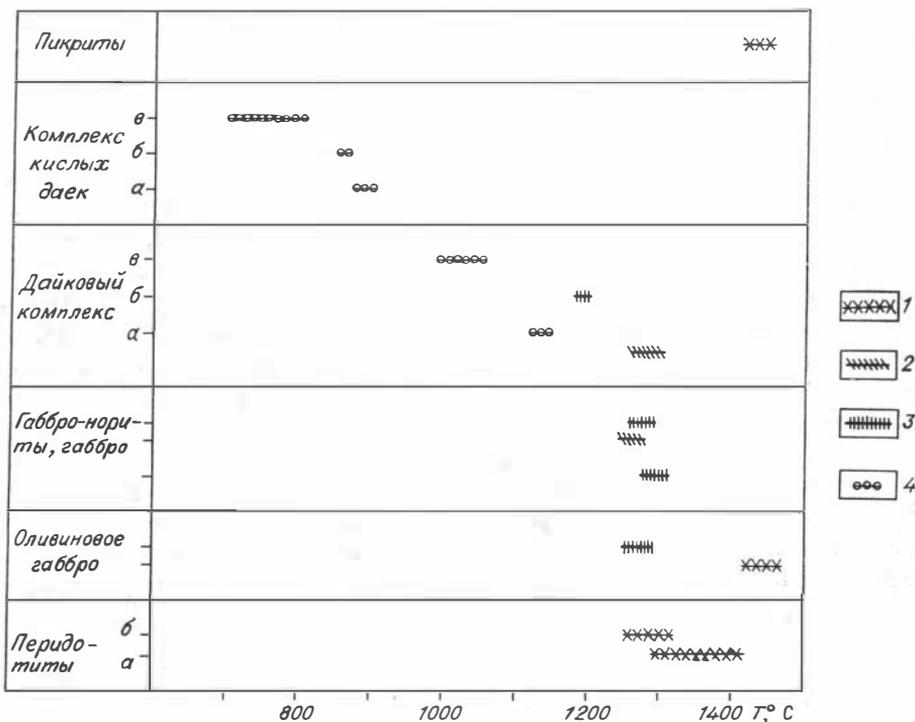
При формировании комплекса параллельных даек составы расплавов изменялись от основных к кислым. Одновременно происходило закономерное снижение температур кристаллизации минералов от 1250-1300 до 700-800 °С.

Температуры кристаллизации пород пикритовой серии (более 1420 °С) близки к температурам формирования ультраосновных кумулятов в расслоенном комплексе.

**Куюльский массив** (Корякия). Включения минералообразующих сред были найдены в минералах оливиновых габбро, габбро-норитов и пегматоидных габбро-норитов\*.

В оливине из оливиновых габбро включения располагаются цепочками, форма их округлая, содержит множество кристаллических фаз, между которыми наблюдается небольшое количество жидкости (?) и газовые пузырьки. При

\* Образцы Ф.П.Леснова.



Р и с. 81. Температуры образования пород офиолитовой ассоциации хр.Пекульней (по данным исследований расплавных включений):

1 - оливин; 2 - моноклинный пироксен; 3 - плагиоклаз; 4 - кварц. Перидотиты; а, б - разные тела гипербазитов в расслоенной серии. Дайковый комплекс: а - долеритовые, б - полевошпатовые, в - кварц-полевошпатовые порфиры. Комплекс кислых даек: а - плагиогранит-порфиры; б - кварцевые порфиры, в - гранит-пофиры.

нагреве некоторые фазы изменяются около 280 °С. Начиная с 900 °С темнеет оливин, что делает дальнейшие наблюдения невозможными. Температуры полных гомогенизаций должны быть выше 1050 °С. В клинопироксенах одних образцов наблюдаются многофазовые (кристаллик + жидкость + газ), равномерно распределенные по зерну минерала, включения с температурами гомогенизаций 670-870 °С. Судя по особенностям поведения в ходе экспериментов и относительно низким температурам гомогенизаций - это включения расплавов-рассолов. В других образцах многофазовые азональные включения в клинопироксенах гомогенизируются при 1030-1070 °С.

В клинопироксене г а б р о - н о р и т о в были обнаружены многочисленные (размер до 40 мкм), равномерно распределенные в пределах зерна минерала первичные включения. Многие из них имеют удлиненную форму, ориентированы субпараллельно, содержат множество мелких кристаллических фаз и деформированный газовый пузырек. До 850 °С во включениях изменений не было. Полные гомогенизации их в расплав происходили при температурах 1050-1150 °С. В

плаггиоклазах наблюдаются два типа включений. К первому относятся многофазовые включения расплавов-рассолов (кристаллики солей и силикатов + жидкость + газ) с частичными гомогенизациями (газ в жидкость) при температурах 230 °С. При дальнейшем нагревании до 400 °С все они взрываются. Второй тип представлен раскристаллизованными расплавными включениями, в составе которых присутствуют силикатные кристаллические фазы + газ. Полные гомогенизации расплавных включений наблюдались при 1130-1180 °С. Если включения расплавов дают информацию о температурах кристаллизации плаггиоклазов из магмы, то включения расплавов-рассолов, вероятно, характеризуют позднемагматические стадии формирования породы.

В плаггиоклазе пегматоидных габбро-норитов первичные раскристаллизованные включения расплавов (результаты их исследований приведены в гл.7) по форме и составу, а также по температурным характеристикам близки к включениям расплавов, которые были изучены И.Т.Бакуменко и Н.Л.Добрецовым /1976/ в плаггиоклазах габбро-пегматитов Ирана.

В целом для офиолитов Куюльского массива характерно высокое давление летучих и относительно низкие температуры (клинопироксен - 1030-1070 °С) для переходных к ультраосновным кумулятам разностей (оливиновое габбро) и незначительное содержание флюида одновременно с очень высокими температурами (до 1380 °С) для расплавов, формировавших габбро-нориты. Для всех габброидов устанавливается значительно более ранняя кристаллизация плаггиоклазов (при температурах до 1310-1380 °С) по отношению к пироксенам (1050-1150 °С).

**Ватынские офиолиты** (Корякия). Включения минералообразующих сред были найдены в минералах габбро, базальтовых и пикритовых порфиритов\*.

Включения в клинопироксене габброидов располагаются зонами, вытянутыми вдоль границ минерала. Отдельные включения имеют негативную огранку. Размеры 10-40 мкм. Они многофазовые: с различными темными и светлыми фазами, часто содержат рудный минерал. При температурах, начиная с 700-800 °С, содержимое включений темнеет, при 1050-1100 °С появляются первые порции расплава, включения светлеют, а их полные гомогенизации во включениях наблюдаются с 1250-1260 °С.

Базальтовых порфиритах первичные расплавные включения в клинопироксенах располагаются прямолинейными зонами. Формы их обычно близки к правильным прямоугольникам. Размеры около 10 мкм. Они содержат темные и светлые фазы и деформированные газовые пузырьки. При нагревании с 950 °С начинают изменяться фазы, с 1050 °С появляется светлый расплав, часто при температурах около 1200 °С газовый пузырек растворяется в расплаве. Полная гомогенизация включений наступает при температурах 1260-1280 °С.

Пикритовых порфиритах расплавные включения обычно образуют зоны во вкрапленниках клинопироксена. Часто имеют негативную огранку. Размеры включений 6-15 мкм. Многофазовые: темные и светлые кристаллики + стекло. При нагреве с 1100 °С увеличиваются светлые фазы, с 1220 °С интенсивно плавится стекло. При температурах около 1290-1320 °С включения становятся гомогенными.

Проведенные методами термобарогеохимии исследования образцов ватынских офиолитов позволили установить, что габбро формировались из расплавов при

\* Образцы А.Г.Грановского.

температурах 1250-1260 °С. Ультраосновные эффузивы (пикритовые порфириды) имеют наиболее высокие температуры минералообразования - 1290-1320 °С, основные (базальтовые порфириды) характеризуются температурами 1250-1280 °С, близкими к температурам кристаллизации габбро.

**Кроноцкий п-ов** (Восточная Камчатка). Включения минералообразующих сред исследовались в габброидах из габбро-анортозитового силла и в низкокальциевых базальтах\*.

Расплавные включения в плагиоклазах г а б б р о и д о в располагаются равномерно по зерну минерала, либо формируют прямолинейные зоны роста. Размеры включений 5-20 мкм. Формы их округло-прямоугольные. Многофазовые: основной объем занимают кристаллики клинопироксена + темные неправильной формы фазы. При исследовании в микротермокамере часть включений темнеет при 500-600 °С, большинство начинает изменяться с 1000 °С. Температуры полных гомогенизаций в одних образцах около 1150-1180 °С, в других - 1140-1210 °С. В тех случаях, когда включения содержат значительное количество рудных фаз, температуры гомогенизаций несколько выше - 1200-1240 °С.

В б а з а л ь т а х, во вкрапленниках плагиоклазов сотни расплавных включений формируют прямолинейные полосы по зонам роста. Размеры включений от 3-15 до 50-80 мкм. Формы округло-прямоугольные. Многофазовые: мелкие включения содержат стекло + газовый пузырек; крупные - заполнены кристалликами клинопироксена и плагиоклазов + газовый пузырек. Начиная с 600-800 °С включения темнеют. Далее, с повышением температуры, идет просветление, перекристаллизация содержимого включений. В интервале 1000-1100 °С появляется расплав. Температуры полных гомогенизаций - 1200-1210 °С. В клинопироксенах включения одиночные, азональные. Размеры 10-30 мкм. Формы округлые, иногда вытянутые. Включения обычно двухфазовые: зеленоватое стекло + газовый пузырек. Температуры полных гомогенизаций находятся в интервале 1250-1310 °С.

**Полуостров Камчатский Мыс** (Восточная Камчатка). Исследовались гипербазиты, габбро, породы дайкового комплекса, но включения минералообразующих сред удалось найти только во вкрапленниках плагиоклазов из дайковых д о л е р и т о в ы х п о р ф и р и т о в. Расплавные включения размерами около 5 мкм заполняют центральные участки вкрапленников. Формы - неправильные таблички. Содержат множество очень мелких темных и светлых фаз. Полные гомогенизации включений наблюдаются в интервале 1200-1220 °С.

**Остров Шикотан.** Методами термобарогеохимии исследовались включения минералообразующих сред в оливине п л а г и о к л а з о в ы х п е р и д о т и т о в. Расплавные включения располагаются равномерно по зерну минерала. Размеры от 6 до 30 мкм. Формы овальные, эллипсовидные. Включения многофазовые: основной объем занимает светлое прозрачное стекло (?) + несколько анизотропных кристалликов + газовый пузырек. При исследовании в микротермокамере с инертной средой видно, что начиная с 1050 °С появляется каемка светлого расплава, при 1100-1140 °С плавятся кристаллики и четко обособляются несколько газовых пузырьков. Около 1430 °С во включениях наблюдается обычно 1-2 маленьких газовых пузырька и

---

\* Образцы А.В.Колосова.

несколько очень мелких точек-кристалликов. Температуры полных гомогенизаций включений, по всей вероятности, на 10-20 °С выше уровня 1430 °С.

В оливиновых габбро первичные включения расплавов были найдены в оливине и моноклинном пироксене. В оливине включения расплавов азональные. Размеры 5-15 мкм. Формы округлые, немного вытянутые, многофазовые. В одних наблюдается несколько темных и светлых анизотропных кристалликов, другие содержат в основном светлое, прозрачное стекло (?), с четким круглым газовым пузырьком и несколько игольчатыми кристалликами. При нагреве в термокамере около 1050 °С в расплаве появляются маленькие газовые пузырьки. Температуры полных гомогенизаций исследованных включений немного выше 1380-1420 °С. В моноклинном пироксене многочисленные расплавные включения часто располагаются зонами, полосами. Размеры 10-15 мкм. Формы округлые, иногда ограниченные, похожие на вытянутые шестигранники. Они многофазовые: несколько анизотропных кристалликов и зажатые между ними газовые пузырьки. Около 800 °С включения становятся более темными, при 1050-1100 °С по краям включений появляется кайма расплава. Часто при 1120-1150 °С газовый пузырек гомогенизируется в темном расплаве. В интервале 1150-1250 °С многие включения взрываются, что свидетельствует о высоком внутреннем давлении летучих. Полные гомогенизации в светлый расплав осуществляются в интервале 1300-1315 °С.

В обычном габбро включения исследовались в моноклинном пироксене и плагиоклазе. В пироксене они азональные, светлые, прозрачные, округло-ограниченные. Размеры 10-15 мкм, с маленькими газовыми пузырьками. Начинают изменяться при 1030 °С - появляется кайма расплава. При 1240 °С некоторые включения взрываются. Полные гомогенизации наблюдаются около 1270-1310 °С. В плагиоклазе исследовались отдельные азональные включения в форме удлинённых прямоугольников (10-15 мкм). Включения содержат в основном темные фазы + несколько анизотропных кристалликов. Начиная с 1000 °С кристаллические фазы изменяются, подплавляются. Около 1200 °С в светлом расплаве наблюдается несколько темных мелких фаз. В наиболее крупных включениях при 1250 °С в расплаве находятся газовые пузырьки и 1-2 кристаллика. Большинство включений становится гомогенными при 1260-1300 °С. Другая серия включений имеет температуры гомогенизаций 1350-1360 °С.

В габбро-норитах включения расплавов найдены в ромбическом и моноклинном пироксенах, в плагиоклазе. В ромбическом пироксене они располагаются группами по несколько включений размерами от 10-15 и до 40 мкм. Включения округлые, часто в виде шести- и восьмигранников. Многофазовые: несколько анизотропных таблитчатых кристалликов + газовый пузырек. Из-за потемнения ромбического пироксена в процессе нагревания исследования включений проводились в микротермокамере с инертной средой. При 1010-1050 °С изменяются кристаллики, около 1100-1150 °С плавятся кристаллические фазы, затем растворяются газовые пузырьки в расплаве. Последние кристаллики исчезают в расплаве при 1180-1225 °С. Более крупные включения становятся гомогенными около 1300-1315 °С. В моноклинном пироксене включения (5-10 мкм) равномерно располагаются в зерне минерала. Формы их - округлые, изометричные четырехугольники. Многофазовые: со множеством светлых и темных фаз.

Температуры полных гомогенизаций выше 1170 °С. В плагиоклазе многочисленные включения часто буквально "пропитывают" минерал. Большинство включений ориентировано вдоль полос полисинтетических двойников, здесь они наиболее крупные (до 60 мкм). В отдельных случаях включения располагаются по зонам роста. Формы - вытянутые таблички, прямоугольники. Многофазовые: основную светлую массу занимают кристаллики плагиоклаза + удлиненные таблитчатые кристаллики гиперстена + светло-зеленый моноклинный пироксен + несколько темных фаз. При нагреве около 970-1030 °С фазы начинают деформироваться и подплавляться, начиная с 1050-1080 °С округляются и оформляются газовые пузырьки, иногда до 3-х штук в одном включении, при 1090-1110 °С плавятся кристаллические фазы. Около 1200 °С полностью расплавляется гиперстен, и во включениях "плавают" в светлом расплаве 1-2 газовых пузырька и несколько очень мелких кристалликов. При 1210-1230 °С десятки мелких (3-6 мкм) включений полностью гомогенизируются. Включения размером 10-20 мкм имеют температуры гомогенизации 1250-1270 °С. Полные гомогенизации наиболее крупных (25-50 мкм) включений наступают при 1280-1320 °С.

Методами термобарогеохимии исследовались параллельные дайки бухты Димитрова. Включения во вкрапленниках моноклинного пироксена в дайках первой генерации располагаются главным образом в прямолинейных зонах близ границ кристаллов. Размеры включений 20-30 мкм. Формы округлые. Многофазовые: зеленоватые кристаллики моноклинного пироксена + несколько темных фаз. При 900-930 °С изменяются фазы, обособляется газовый пузырек. Около 1180 °С основной объем занимает светлый расплав. В нем наблюдается несколько мелких кристаллических фаз и газовый пузырек. Некоторые включения становятся гомогенными при 1200-1210 °С. Подавляющая масса включений имеет температуры гомогенизации 1240-1260 °С.

Ограниченные вкрапленники моноклинного пироксена из даек второй генерации содержат в центральных частях округлые многофазовые включения расплавов (10-20 мкм). Границы включений неровные. Наблюдаются отчетливые обособленные газовые пузырьки. Начиная с 950 °С изменяются фазы. При 1150 °С в светлом расплаве находятся: в центре включений газовый пузырек, по краям-темные мелкие фазы. Полные гомогенизации наступают при 1205-1215 и около 1225-1250 °С.

Можно сказать, что температуры кристаллизации минералов в изученных дайках практически одинаковы.

Методами термобарогеохимии исследовались включения минералообразующих сред в минералах подушечных лав бухты Крабовой на северо-западном побережье, в лавобрекчиях горы Шикотан и в базальтах горы Ноторо.

В подушечных лавах изучались минералы из краевой закальной корки "подушки" и из центральной части. В моноклинном пироксене из края "подушки" расплавные включения (8-15 мкм) располагаются по зонам роста вдоль граней вкрапленников. Включения содержат множество мелких, трудно диагностируемых в отдельности фаз. Начиная с 1040-1100 °С во включениях развивается расплав. Полные гомогенизации в светлый расплав наблюдаются при 1170-1190 °С. В клинопироксене из центральной части "подушки" температуры полных гомогенизаций расплавных включений выше: 1190-1215 °С.

В плагиоклазе включения (5-25 мкм) располагаются в центральных частях кристаллов и в зонах роста. Формы их прямоугольные, округлые. При комнатной температуре включения темные, около 1050-1090 °С среди темной массы появляются участки светлого расплава. При 1110 °С обычно обособляется газовый пузырек и несколько кристаллических фаз "плавают", уменьшаясь, в светлом желтовато-зеленом расплаве. Полные гомогенизации наступают при 1160-1180 °С. В плагиоклазе внутренних частей "подушки" температуры гомогенизаций практически те же: 1130-1150 °С.

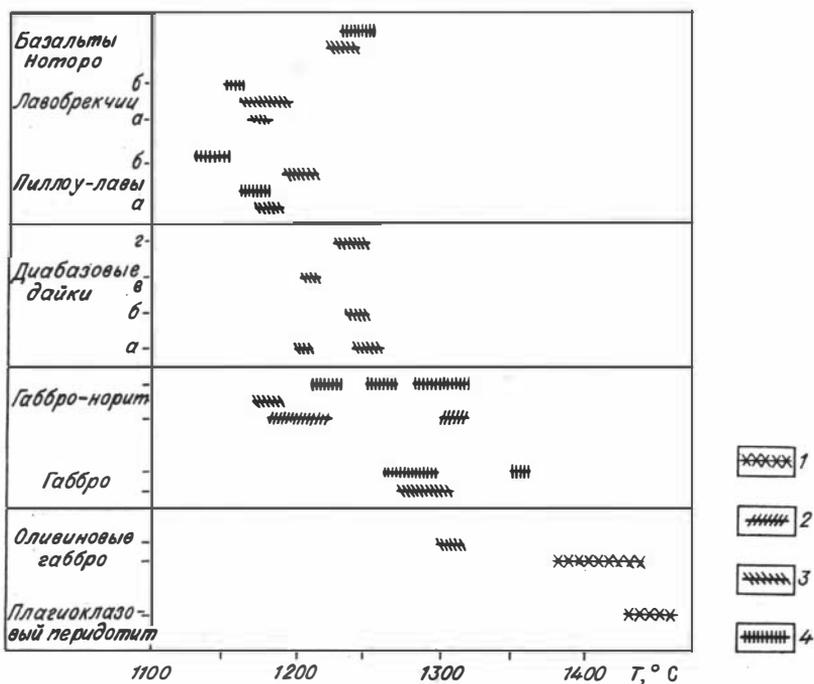
В случае лавобрекчий горы Шикотан интересно было выяснить различия в температурном режиме кристаллизации темных и светлых округлых обломков. В клинопироксене темных обломков включения расположены вдоль зон роста. Их размеры 10-15 мкм. Форма округлая, с некоторой огранкой. Многофазовые: без четких газовых пузырьков. Температуры гомогенизаций 1165-1175 °С. Вкрапленники клинопироксена светлых участков содержат включения, аналогичные вышеописанному, с температурами гомогенизаций 1160-1190 °С. Плагиоклаз, многочисленные белые вкрапленники которого создают светлый фон породы, содержит в зонах роста очень мелкие (3-6 мкм) многофазовые включения, формы их близки к прямоугольным. Температуры гомогенизаций 1150-1160 °С. Таким образом, независимо от характера обломков вкрапленники минералов кристаллизовались в одном температурном интервале 1150-1190 °С.

Температурный режим кристаллизации комплекса пород Ноторо-Томари исследовался на примере базальтов, отобранных на горе Ноторо. В моноклинном пироксене включения (5-20 мкм) расплава располагаются равномерно по всему вкрапленнику. По форме они близки к вытянутым прямоугольникам, часто округлые. Многофазовые: прямоугольные кристаллики клинопироксена + прозрачное стекло, в котором располагается газовый пузырек и несколько мелких темных фаз. Начиная с 970-1000 °С в светлом расплаве тают кристаллики. Полные гомогенизации наблюдаются при 1220-1240 °С. В плагиоклазе включения (10-15 мкм) занимают центр кристалла и формируют прямолинейные зоны, субпараллельные граням. Формы округлые, часто близки к прямоугольным. Многофазовые: основной объем занимает зеленовато-бурое стекло и несколько светлых кристалликов плагиоклаза + темные фазы и газовый пузырек. При 950 °С буроватое стекло светлеет и становится более зеленым. Начиная с 1140 °С стекло и кристаллики плавятся в светлом расплаве. Включения становятся полностью гомогенными при 1240-1250 °С.

В общем, исследования включений минералообразующих сред в минералах пород офиолитов о-ва Шикотан позволили установить, что расплавы, формировавшие офиолитовую ассоциацию, закономерно эволюционировали в температурном режиме от более чем 1430 до 1130 °С. Температуры кристаллизации пород последовательно снижались при переходе от глубинных образований к близповерхностным: гипербазиты - габбро - дайки - эффузивы (рис.82). Гипербазиты и оливиновые габбро имеют максимальные температуры минералообразования 1430 °С и выше. В габброидах наиболее высокие температуры достигали 1320 °С, в породах дайкового комплекса - 1260 °С, в эффузивах - около 1180-1200 °С.

Из общей картины температурного режима формирования офиолитов отчетливо выделяются эффузивы комплекса Ноторо-Томари с температурами образования

до 1250 °С. Возможно это свидетельствует об их независимости от общей последовательности формирования пород офиолитовой ассоциации о-ва Шикотан.



Р и с. 82. Температуры образования пород офиолитовой ассоциации о-ва Шикотан (по данным исследований расплавных включений):

1 - оливин; 2 - ромбический и 3 - моноклинный пироксены; 4 - плагиоклаз. Диабазовые дайки: а - первая генерация, зона закалки, б - первая генерация, центр дайки, в - вторая генерация, зона закалки контакта, рвушего первую генерацию, г - вторая генерация, второй контакт закалки. Пиллоу-лавы: а - внешняя и б - внутренняя зоны закалки "подушки". Лавобрекчии: а - темноцветные обломки, участки, б - светлые участки.

В целом термобарогеохимические исследования офиолитовых ассоциаций в переходной зоне океан-континент позволили установить, что в общей схеме эволюции температур кристаллизации пород офиолитов четко различаются три серии: а) преимущественно основного состава (перидотиты - габброиды - дайковые долериты - базальты); б) кислые и в) ультраосновные породы пикритовой серии.

Для базит-ультраосновных серий при переходе от глубинных образований к эффузивам температуры кристаллизации пород последовательно снижаются примерно от 1450 (магматические гипербазиты) до 1150 °С (базальтоиды).

В случае кислых пород наблюдается снижение температур кристаллизации от 1100 до 700 °С при переходе от разностей, близких к комплексу пород основного

состава, к собственно гранитоидным сериям. Температуры формирования снижаются параллельно с изменением состава пород.

В породах пикритовой серии наиболее высокие температуры характерны для дайковых пикритов (около 1420 °С). К ультраосновным эффузивам (пикритовые порфириды) температуры снижаются до 1290-1320 °С. Близкие температуры (1300-1430 °С) были установлены по расплавленным включениям для ультраосновных лав офиолитов массива Троодос (Кипр) /Соболев, Слуцкий, 1982/.

### Офиолиты в океанических областях

Включения минералообразующих сред исследовались в минералах из пород офиолитовых ассоциаций хр.Муссау (Тихий океан), разлома Зеленого Мыса (Атлантика) и Красного моря.

**Хребет Муссау** (Тихий океан). Расплавные включения исследовались в плагиоклазах порфирированного габбро, долеритов и базальтов\*.

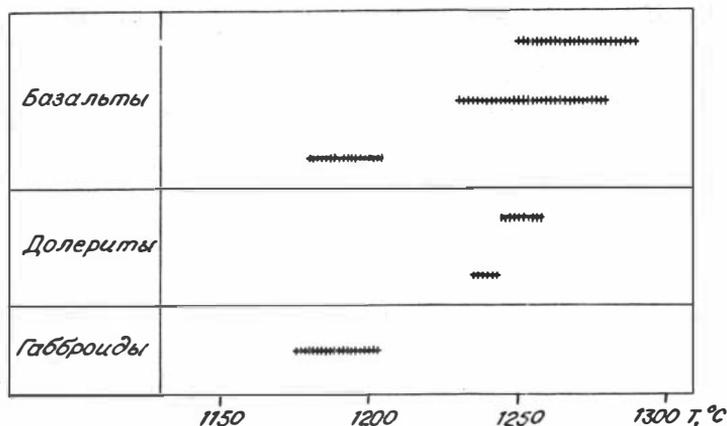
В порфирированном габбро плагиоклазы содержат включения двух типов: 1. Отдельные редкие включения (10-15 мкм), содержащие несколько темных фаз в светлой матрице (стекло?!). Формы прямоугольно-таблитчатые. Температуры полных гомогенизаций не удалось получить из-за разгерметизации включений. Вероятно, судя по кинетике растворения в расплаве последних кристалликов,  $T_{гом}$  примерно соответствует 1200 °С. 2. Включения другого типа очень мелкие (3-5 мкм). Сотни их формируют прямолинейные полосы. Формы включений - плоские таблички. Многофазовые: зеленоватое стекло (?) + несколько темных фаз. Из многих десятков включений при температурах свыше 1100 °С сохраняются единичные, полные гомогенизации которых наблюдаются при 1175-1205 °С. Неоднократные повторные нагревы дают те же цифры, что говорит о герметичности включений.

Во вкрапленниках плагиоклазов из долеритов расплавные включения (5-15 мкм) равномерно располагаются по всему кристаллу. Формы их - ограненные плоские таблички. Многофазовые: в светло-зеленом стекле располагаются несколько темных мелких фаз и газовый пузырек. При нагреве в микротермокамере около 1050-1120 °С содержимое включений деформируется, темнеет, а свыше 1200-1220 °С хорошо видно, что в зеленоватом светлом расплаве уменьшаются несколько мелких фаз. Полностью гомогенными включения становятся в интервале температур 1235-1260 °С.

В случае базальтов включения расплавов располагаются полосами в центрах вкрапленников плагиоклазов либо равномерно заполняют весь кристалл небольшого размера. Сотни включений размерами 5-15 мкм (иногда до 30 мкм) представляют собой округло-ограненные плоские таблички. Многофазовые: основная прозрачная масса (стекло) + зеленоватые кристаллики (клинопироксен?!) + округлый газовый пузырек (может быть несколько). При 900-1050 °С все включения темнеют, свыше 1150 °С в светлом расплаве сохраняются несколько мелких фаз. Полные гомогенизации для одних образцов наблюдаются при 1180-1205 °С, для других случаев температуры более высокие - 1230-1290 °С.

\* Образцы В.Ю.Колобова.

Таким образом, изучение включений минералообразующих сред в минералах пород хр.Муссау показало, что наиболее высокие температуры характерны для вкрапленников из базальтов (до 1290 °С), более низкие наблюдаются в случае долеритов (до 1260 °С) и самыми низкотемпературными оказались плагиоклазы из порфириовидных габбро, т.е. в последовательном ряду от более глубинных пород к близповерхностным (габброиды - долериты - базальты) растет температура кристаллизации (рис.83).



Р и с. 83. Температуры кристаллизации пород хр.Муссау (Тихий океан) по данным исследования расплавных включений в плагиоклазах. Усл. обозн. см. на рис.80.

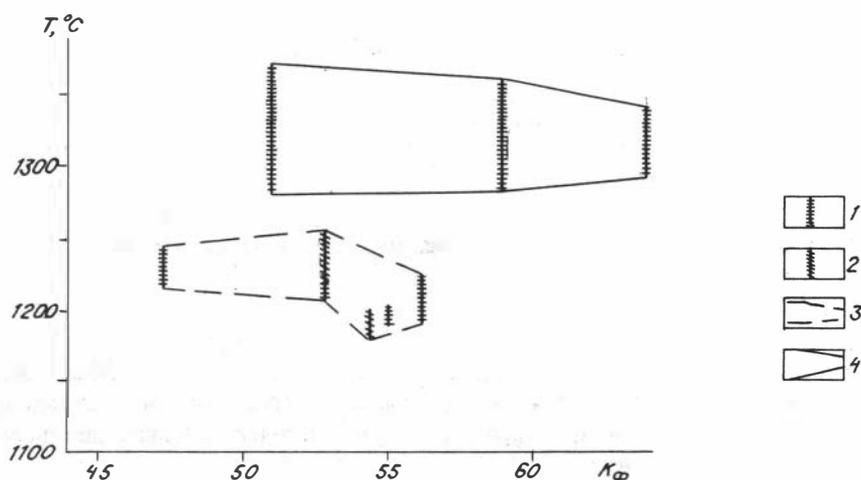
**Разлом Зеленого Мыса** (Срединно-Атлантический хребет). Исследовался полный набор пород (гипербазиты, габбро, долериты, базальты)<sup>\*</sup>, но, к сожалению, включения минералообразующих сред удалось найти только во вкрапленниках из базальтов.

В клинопироксенах десятки азональных включений размерами 5-50 мкм равномерно распределены во вкрапленниках. Включения округлые, с некоторой огранкой. Многофазовые: в светлом зеленоватом стекле располагаются удлиненные кристаллики и четкий газовый пузырек. При исследовании в микротермокамере около 1000 °С содержимое включений темнеет, перекристаллизовывается. Начиная с 1120 °С появляется расплав, кристаллики уменьшаются и около 1200 °С в светлом расплаве наблюдается один газовый пузырек. В интервале 1180-1200 °С для одних образцов базальтов включения полностью гомогенизируются, для других - температуры полных гомогенизаций составляли 1220-1255 °С. В плагиоклазах - сотни расплавных включений размерами 5-20 мкм либо заполняют центр вкрапленника, либо формируют прямолинейные зоны роста, параллельные граням кристалла. Формы включений - округло-ограниченные таблички, повторяющие очертания вкрапленников. Включения многофазовые: зеленоватые кристаллики клинопироксенов +

<sup>\*</sup> Образцы С.Г.Сколотнева, С.А.Щербакова.

несколько темных мелких фаз + газовый пузырек. При нагреве до 960-1020 °С фазы во включениях темнеют, перераспределяются. Начиная с 1050 °С появляется расплав и около 1150-1160 °С во включениях присутствуют в светлом расплаве несколько мелких кристалликов и газовый пузырек. Полные гомогенизации расплавных включений наблюдались для одних образцов при 1190-1225 °С, а для других несколько выше - 1215-1245 °С.

В общем устанавливается зависимость температур кристаллизации, определенных с помощью изучения расплавных включений, от степени дифференциации базальтов. С ростом коэффициента фракционирования температуры образования падают: для клинопироксенов от 1220-1265 до 1180-1200 °С, для плагиоклазов от 1215-1245 до 1190-1225 °С (рис.84). Температуры, установленные нами для плагиоклазов в слабодифференцированных базальтах (1215-1245 °С), хорошо согласуются с параметрами кристаллизации толеитов Срединно-Атлантического хребта, полученными ранее (от 1230-1250 и до 1280 °С) /Шараськин и др., 1978; Каменецкий и др., 1985/.



Р и с. 84. Зависимость температур кристаллизации вкрапленников в базальтах Красного моря и разлома Зеленого Мыса (Атлантика) от степени фракционирования пород (по данным исследования расплавных включений):

1 - плагиоклазы; 2 - клинопироксены; 3 - температурные интервалы для базальтов разлома Зеленого Мыса; 4 - температурные интервалы для базальтов Красного моря;  $K_{\phi} = \text{FeO}' / (\text{FeO}' + \text{MgO})$ .

**Красное море.** В толеитовых базальтах включения минералообразующих сред (расплавные) найдены и исследовались во вкрапленниках плагиоклазов первой генерации \* /по А.И.Альмухамедову и др., 1985/, в кристаллах которых они располагаются либо прямолинейными параллельными полосами, приуроченными к полисинтети-

\* Образцы А.И.Альмухамедова.

ческим двойникам или к зонам роста, либо занимают центры вкрапленников. Одновременно в поле зрения микроскопа наблюдаются сотни включений размерами 5-10-20 мкм. Включения округлые, плоские, таблитчатые, с ясно различной огранкой (прямоугольные, квадратные) содержат зеленоватое стекло + 3-4 округлые коричневатые фазы + четкий газовый пузырек. При исследовании в микротермокамере до 900-1000 °С во включениях практически никаких изменений не происходило, начиная с 1000-1050 °С они темнели, внутренние фазы деформировались и при 1100-1150 °С включения становились темными, мелкозернистыми. При дальнейшем нагреве (около 1200-1250 °С) во включениях появляется светлый расплав, кристаллические фазы уменьшаются, растворяются в нем и свыше 1250-1270 °С во включениях наблюдается только газовый пузырек (иногда их несколько) в светлом расплаве. Значительное количество включений при этих температурах взрывается, что указывает на большое давление летучих в них. Температуры полных гомогенизаций включений изменяются в зависимости от характера и состава образца. Вкрапленники плагиоклаза, расположенные в закалочной корке (в 5-10 мм от края базальтовой "подушки"), показывают более высокие температуры (1310-1360 °С) по сравнению с вкрапленниками внутренних зон (1280-1320 °С). В целом устанавливаются два температурных интервала кристаллизации вкрапленников плагиоклазов: 1280-1340 и 1310-1360 °С. Наиболее высокотемпературные вкрапленники принадлежат наименее дифференцированным базальтам (см. рис.84). Столь высокие температуры указывают на возможность разгерметизации включений в ходе опыта, но неоднократные повторные эксперименты с уже прогретыми включениями показывают стабильные значения температур гомогенизаций, совпадающих с первыми определениями.

Исследования расплавных включений позволили выяснить некоторые особенности температурного режима формирования толеитовых базальтов Красного моря.

1. Прежде всего обращают на себя внимание очень высокие температуры гомогенизаций расплавных включений (1280-1360 °С). Судя по данным, высокие температуры кристаллизации минералов океанических базальтов, полученные по расплавным включениям, характерны и для других регионов. Кристаллизация толеитов из рифтов Атлантики начиналась при 1280 °С (TOP-1) и при 1240 °С (TOP-2) /Каменецкий и др., 1985/. Температуры гомогенизаций расплавных включений в фенокристаллах плагиоклазов толеитовых базальтов Филиппинского моря составляли 1275-1355 °С /Соловова и др., 1979/. Для толеитовых базальтов Срединно-Атлантического хребта температуры гомогенизаций расплавных включений во вкрапленниках плагиоклаза - 1230-1250 °С /Шараськин и др., 1978/, а во вкрапленниках оливина - около 1270 °С /Дмитриев и др., 1979/. Исследовались температурные условия кристаллизации базальтов из рифтовой части Аравийско-Индийского хребта. По включениям во вкрапленниках плагиоклазов получены температуры - 1170-1290 °С /Лазаренко и др., 1981/. Высокие оценки температур кристаллизации океанических толеитов (до 1370 °С), полученные другими исследователями /Ito, 1974/, также подтверждают реальность наших данных.

Для толеитовых базальтов Красного моря были определены температуры изливавшихся расплавов по составу закалочных стекол, с использованием данных по равновесиям оливина и базальтового расплава /Roeder, Emslie, 1970/ - 1190-1230 °С.

Большую разницу между температурами излившихся расплавов и температурами кристаллизации вкрапленников (по нашим данным - 1280-1360 °С) можно объяснить формированием плагиоклазов на более глубоких горизонтах с повышенными термодинамическими параметрами.

2. Устанавливается изменение характера температур формирования базальтов Красного моря в зависимости от степени дифференциации пород. С ростом коэффициента фракционирования (железистости) наблюдается снижение максимальных температур от 1370 до 1340 °С. Происходит также сужение интервала кристаллизациями (от 90 до 50 °С) (см. рис.84).

3. Исследование включений расплавов показало высокое давление летучих, насыщенность ими магмы. На это непосредственно указывают факты разгерметизации большого количества включений при высоких температурах, что сопровождается взрывами и выбросами части их содержимого.

\*  
\*   \*  
\*

Термобарогеохимические исследования офиолитовых ассоциаций позволили выявить особенности температур формирования офиолитов, находящихся в различных современных обстановках.

1. Для офиолитов в континентальных складчатых областях (Троодос, Кипр; Малый Кавказ; Мугоджары, Южный Урал; Среднетерсинский массив, Кузнецкий Алатау) устанавливается снижение температур кристаллизации в последовательной смене глубинных образований близповерхностными: перидотиты (1250-1350 °С) + оливиновые габбро (около 1370 °С) - габброиды (1170-1280 °С) - дайки (1150-1280 °С) - эффузивы (1160-1210 °С). Высокие температуры (1300-1430 °С) характерны для ультраосновных лав. Тектонизированные гипербазиты в глубинных условиях формировались при температурах 800-1000 °С и давлении 8-11,5 кбар.

2. Офиолиты переходной зоны океан-континент (хр.Пекульней, Чукотка) обладают для серии основных пород температурным режимом, сходным с офиолитами в континентальных складчатых областях. Устанавливается последовательное снижение температур: перидотиты (1270-1400 °С) + оливиновые габбро (1250-1430 °С) - габброиды (1250-1310 °С) - дайки основного состава (1250-1300 °С). В серии кислых пород наблюдается резкое снижение температур кристаллизации от 1100 до 700 °С при переходе от образований, близких к основному комплексу, к собственно гранитоидным сериям. В ультраосновных породах пикритовой серии высокие температуры (1420-1450 °С) характерны для дайковых пород.

3. Офиолиты в островных дугах (о-в Шикотан, Курильская дуга) характеризуются последовательным снижением температур кристаллизации при переходе от интрузивных образований к близповерхностным: перидотиты (около 1430 °С) + оливиновые габбро (1300-1420 °С) - габброиды (1180-1320 °С) - дайковый комплекс (1200-1260 °С) - эффузивы (1130-1200 °С).

4. В общем для офиолитов в континентальных складчатых областях и офиолитов переходной зоны океан-континент температурный режим имеет свои особенности для серий пород различного состава:

а) для серий пород преимущественно основного состава при переходе от интрузивных образований к эффузивам температуры кристаллизации последовательно снижаются от уровня 1450 (магматические гипербазиты) до примерно 1150 °С (базальты);

б) в случае кислых пород происходит снижение температур образования от 1100 до 700 °С при переходе от пород, близких к основному комплексу, к собственно гранитоидным сериям. Температуры кристаллизации снижаются также от 900 до 700 °С в последовательной смене генераций кислых даек в комплексе типа "дайка в дайке";

в) ультраосновные породы пикритовой серии характеризуются постоянными высокими температурами формирования (до 1420-1450 °С) без существенного снижения при переходе от интрузивных образований к эффузивам.

5. Для офиолитов современной океанической коры (хр.Муссау, Тихий океан) характерен рост температур минералообразования в последовательной смене глубинных пород близповерхностными: габброиды (1175-1205 °С) - долериты (1235-1260 °С) - базальты (1230-1290 °С). Очень высокие температуры, установленные для базальтов Красного моря (1280-1360 °С), подтверждают данные результаты.

6. Выявленные закономерности изменения температур кристаллизации пород в разрезах офиолитовых ассоциаций могут быть обусловлены рядом причин. Из них наиболее важными нам представляются два процесса. В первом случае, когда температуры минералообразования в эффузивах выше чем в интрузивах (например, хр.Муссау, Тихий океан), мы имеем дело с субсолидусными параметрами кристаллизации в габброидах и с более высокими близликвидусными температурами формирования вкрапленников в базальтах. В других случаях, когда устанавливается понижение температур минералообразования при переходе от интрузивов к эффузивам (большинство изученных офиолитовых ассоциаций), главную роль, по нашему мнению, играют процессы дифференциации расплавов (накопление легкоплавких компонентов и т.п., см.гл.4) при формировании последовательной серии: ультрамафиты - габбро - дайки - лавы.

## Глава 7. НЕГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ В ОФИОЛИТАХ

Пегматиты негранитного состава, связанные с офиолитами, в настоящее время изучены недостаточно. Наибольшее внимание уделялось пегматитам Урала, среди которых детально описаны дунит-, пироксенит-, горнблендит- и габбро-пегматиты /Виноградская, 1954, 1957; Ефимов, Ефимова, 1967; Морковкина, 1967; Успенский, 1968; Мясников, Карпова, 1970а,б; Варлаков, 1978; Иванов, 1986; и др./. В других районах об аналогичных образованиях в литературе имеются лишь краткие сведения, связанные с рассмотрением более общих петрологических проблем: Алтае-Саянская складчатая область /Лебедев, 1935; Пинус и др., 1958; Коновалова, Прусевич, 1977/, Северное Прибайкалье /Конников, 1978/, Анадырско-Корякская складчатая система /Альпинотипные гипербазиты..., 1973/, Дальний Восток /Зимин, 1973а,б; Шека и др., 1973/, Сахалин /Слодкевич, Леснов, 1976/, Малый Кавказ /Морковкина, 1974/, Альпы /Lewis, Smewing, 1980/, Новая Гвинея /Davies, 1971/, Восточная Камчатка /Высоцкий, 1985/.

В ходе полевых работ были исследованы негранитные пегматиты и отобраны образцы для изучения методами термобарогеохимии в ряде офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской складчатой области: в Куртушибинском хребте (Западный Саян); в массивах: Среднетерсинском и горы Бархатной (Кузнецкий Алатау); в Хопсекском массиве (Западная Тува); на Урале в Кытлымском массиве; на Дальнем Востоке в Бреевском массиве (Сихотэ-Алинь). Образцы негранитных пегматитов Куюльского массива (Анадырско-Корякская складчатая система) были предоставлены Ф.П.Лесновым. В последние годы автором исследовались пегматиты в офиолитах Малого Кавказа, Мугоджар, Чукотки и Камчатки.

### Положение пегматитов в офиолитовых ассоциациях

На основе общепринятой классификации пегматитов по главным типам пород (дунит-, пироксенит-, габбро- и другие пегматиты) все рассмотренные нами пегматиты можно разделить на несколько групп.

**Дунит-пегматиты** наиболее детально изучены в офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау). Основной их объем составляют очень крупные (до 10-15 см) кристаллы свежего оливина зеленовато-серого цвета. Жильные тела, линзы и шпирсы (размером до первых десятков метров) дунит-пегматитов располагаются среди верлит-дунит-клинопироксенитового расслоенного комплекса и в дунитах дунит-гарцбургитовой ассоциации. Часто пегматиты можно различить только при благоприятном освещении по рефлексам спайности гигантских кристаллов оливина. Обычно наблюдаются постепенные переходы от гигантокристаллических дунит-пегматитов через среднезернистые к равномерно-зернистым дунитам.

**Пироксенит-пегматиты** изучались в разрезах Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) и в офиолитах Куртушибинского хребта (Западный Саян). Обычно они состоят из крупных (до первых десятков сантиметров) кристаллов очень свежего диопсида. В значительных количествах в них присутствуют роговая обманка, актинолит и хлорит. Можно выделить три группы пироксенит-пегматитов: а) из

оторочек тел габбро-пегматитов; б) их тела в виде линз или довольно протяженных жил, полос различной мощности (примерно до 10 м), залегающих среди обычных пироксенитов, от которых они отличаются только размером кристаллов; в) заполняющие линейные трещины в массивных серпентинитах.

**Габбро-пегматиты** встречаются в офиолитах значительно чаще, чем дунит- и пироксенит-пегматиты. Они сложены в основном плагиоклазом, который часто сильно изменен вплоть до полного замещения эпидот-клиноцоизит-соссюритовым мелкозернистым агрегатом и роговой обманкой или моноклинным пироксеном, в значительной степени (иногда полностью) замещенным амфиболом. Габбро-пегматиты более разнообразны по морфологии и структурному положению, чем предыдущие пегматиты. Оказалось возможным выделить четыре группы: а) первая - это габбро-пегматиты в сложной ассоциации с эффузивами, габбро и серпентинитами. Примером являются тела габбро-пегматитов Хопсекского массива. Жилы пегматитов мощностью до 0,5-1 м локализируются не только среди габбро, но встречаются и среди вмещающих эффузивных толщ; б) габбро-пегматиты внутри габброидов, слагающие значительные площади в габбро-гипербазитовых массивах. Жилы пегматитов этой группы в одном случае более или менее равномерно, совместно с плагиоклазитами, пронизывают всю массу габбро (Кытлымский массив, Северный Урал). Мощность жил достигает здесь иногда десятков метров, по простираению они прослеживаются на сотни метров. В другом случае, крупные (до первых сотен метров) довольно изометричные тела габбро-пегматитов хаотично располагаются в массиве габбро, тяготея к одной его части (Бреевский массив, Сихотэ-Алинь). Очень характерно для маломощных жил (до первых метров) габбро-пегматитов развитие по трещинам в зонах тектонической активности в полосчатом габбро, вытянутых параллельно контакту габброидов и гипербазитов (Среднетерсинский массив). Внутри габброидной части офиолитов располагаются габбро-пегматиты Малого Кавказа, Мугоджар, Чукотки и Камчатки; в) габбро-пегматиты, структурно приуроченные к контакту между гипербазитовой и габброидной частями офиолитовой ассоциации. Здесь необходимо отметить довольно крупный (возможно до первых километров) массив пегматоидных габбро в северо-западной части офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива. В Куртушибинском хребте жилообразные тела габбро-пегматитов (мощностью первые метры) находятся в тесной пространственной ассоциации с пироксенитами и пироксенит-пегматитами. Пегматиты развиты в зоне перехода серпентиниты-пироксениты-габбро. Контакты с серпентинитами во внешних зонах, сложенных пироксенит-пегматитами, резкие, а переход от пироксенит-пегматитов к габбро-пегматитам постепенный. В массиве горы Бархатной (Кузнецкий Алатау) габбро-пегматиты образуют небольшие довольно правильные линзы размером в несколько метров, располагающиеся вдоль контакта серпентинитов и гнейсового габбро; г) габбро-пегматиты, находящиеся в серпентинитах и в серпентинизированных гипербазитах. В Куртушибинском хребте в поле развития серпентинитов были встречены фрагменты тел габбро-пегматитов, сложенных свежими пироксеном и полевым шпатом и содержащих прожилки асбеста мощностью до 1 см. Среди серпентинизированных перидотитов Куюльского массива (Корякия) встречаются дайкообразные тела габбро-пегматитов.

Систематизируя данные о структурных позициях тел негранитных пегматитов различных групп в рассмотренных выше участках, было выявлено, что их положение можно привязать к определенным уровням разреза офиолитовой ассоциации:

- а) находящиеся внутри гипербазитовой части разреза (дунит- и пироксенит-пегматиты и редко габбро-пегматиты);
- б) приуроченные к контактовой зоне между гипербазитами и габбро (пироксенит- и габбро-пегматиты);
- в) связанные с габброидной частью ассоциации (габбро-пегматиты);
- г) находящиеся среди пород верхних горизонтов офиолитов - габбро-долеритов, долеритов, эффузивов (габбро-пегматиты).

### **Особенности химического состава пегматитов**

При сравнении составов пегматитов с составами соответствующих мелкозернистых пород (табл.12) удалось выяснить некоторые особенности распределения химических элементов.

В дунит-пегматитах по сравнению с ассоциирующими дунитами содержится больше Ti, Ca, Mn и значительно меньше Mg, Cr, Ni. По величине железистости дунит-пегматиты более "дифференцированы", чем дуниты. Таким образом, характер перераспределения компонентов при формировании дунит-пегматитов напоминает в определенной степени процессы кристаллизационной дифференциации магматических расплавов.

В случае пироксенит-пегматитов, при сравнении химических составов пегматитов и пироксенитов Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау), выясняется, что в пегматитах содержится больше Ti, Fe, Mn, Ca, Na, выше железистость и меньше Mg. В габбро-пегматитах, сравнивая химический состав и содержания редких элементов с обычными габбро, видим, что в пегматитах больше Fe, Mn, Y и меньше Mg, Ni.

Таким образом, для всех пегматитов (дунит-, пироксенит-, габбро-пегматиты) устанавливаются общие особенности распределения химических элементов по сравнению с обычными породами: в пегматитах накапливаются Ti, Fe, Mn, Ca, растет железистость и уменьшается содержание Mg, Cr, Ni.

### **Термобарогеохимия пегматитов**

Пегматиты, связанные с офиолитами, оказались очень трудным объектом для исследования методами термобарогеохимии. Во многих офиолитовых ассоциациях сотни изученных образцов пегматитов не содержат включений минералообразующих сред. Только в единичных случаях удалось исследовать включения в минералах дунит-, пироксенит- и габбро-пегматитов.

**Дунит-пегматиты.** Наиболее информативные включения были найдены в оливинах из дунит-пегматитов Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау). Здесь были изучены флюидные включения размерами около 5 мкм. Формы округлые, иногда наблюдается определенная огранка. Включения обычно однофазовые реже

многофазовые (жидкость + светлые кристаллики). Криометрические исследования показали, что они содержат сжиженный метан (по температуре тройной точки, равной  $-182,5$  °С). Температуры гомогенизаций подобных включений ( $-120 \pm -122$  °С) позволили определить плотность метана (удельные объемы составляют величины около  $2,8$  см<sup>3</sup>/г). Используя совместно результаты петроструктурного анализа и данные по включениям метана, удалось оценить термодинамические параметры формирования дунит-пегматитов /Гончаренко, Симонов, 1984/. Температуры пегматитообразующих процессов могли достигать  $800-1000$  °С при давлении  $5-6,5$  кбар.

**Таблица 12**

Средние составы пегматитов и соответствующих мелкозернистых пород (вес. %: г/г)

Компоненты	Дуниты		Пироксениты		Габбро	
	пегматит	порода	пегматит	порода	пегматит	порода
SiO <sub>2</sub>	44,79	41,62	48,83	49,82	48,00	48,66
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,04	0,18	0,06	0,54	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,88	2,28	2,16	17,35	17,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,36	10,51	6,28	5,56	8,85	6,89
MnO	0,29	0,11	0,20	0,15	0,17	0,12
MgO	42,92	46,39	21,88	22,36	9,40	10,04
CaO	1,06	0,37	20,05	19,73	13,20	13,48
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,05	0,27	0,12	2,37	2,33
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,03	0,04	0,14	0,12
n	(4)	(10)	(5)	(1)	(1)	(1)
Cr	566	1563		3220	116	108
Ni	710	2191		440	100	241
Co	140	126		56	35	47
V	6,5	10,6		117	152	97
Be	-	-		0,18	-	-
Cu	13	14		34	79	119
Zn	46	53		78	33	55
Pb	2	3		2,8	1,7	2,0
Ba	сл.	11		35	87	72
Sr	7	10		36	134	160
Li	1,0	0,9		1,0	1,4	2,8
Rb	сл.	сл.		1,1	1,7	2,0
n	(1)	(10)		(1)	(1)	(1)

Примечание. Дунит-пегматиты и дуниты, пироксенит-пегматиты и пироксениты Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау); габбро-пегматиты и габбро Мугоджар (Южный Урал). n - количество образцов. Анализы приведены к 100 % "сухого" состава.

**Пироксенит-пегматиты.** Включения минералообразующих сред удалось найти только в пироксенит-пегматитах Куртушибинского хребта (Западный Саян).

Включения в диопсиде можно разделить на три группы: а) включения с множеством фаз, похожие на расплавные (раскristализованные), без определенной формы, с четкими округлыми или зажатými газовыми пузырьками; б) многофазовые солевые включения, иногда правильной, приближающейся к прямоугольной, формы; в) обычные газóво-жидкие включения.

По равномерному в минерале расположению, без всякой связи с трещинками, ориентации в одном направлении можно судить о том, что рассматриваемые включения, вероятно, первичные, кроме некоторой части газóво-жидких включений, развивающихся явно по залеченным трещинкам.

Включения, похожие на расплавные, взрываются и темнеют при 280 °С. В солевых включениях около 200 °С начинают изменяться и подплавляться кристаллические фазы. При дальнейшем нагревании большинство включений взрывается при 280-330 °С. Полную гомогенизацию удалось получить только у единичных включений ( $T_{\text{гом}} = 445-455$  °С). Наиболее высокие температуры гомогенизаций газóво-жидких включений - 330-390 °С.

В роговой обманке пироксенит-пегматитов были найдены правильной, удлиненной формы газóво-жидкие включения, по расположению в минерале - первичные. Температуры гомогенизаций 370-380 °С. Рядом с первичными часто развиваются по залеченным трещинкам газóво-жидкие включения с температурами гомогенизаций около 290 °С.

**Габбро-пегматиты.** Включения минералообразующих сред исследовались в минералах габбро-пегматитов из офиолитов Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Западной Тувы, Северного Урала, Корякии, Мугоджар.

В офиолитах Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) методами термобарогеохимии исследовались зональные габбро-пегматиты (мощностью несколько метров), внешние части которых сложены преимущественно крупными кристаллами роговой обманки. Ближе к центру в амфибол-полевошпатовой зоне наблюдается крупнокристаллическая габброидная структура, и в самом центре пегматитового тела существует кварц-полевошпатовая ассоциация.

Наиболее благоприятными для исследований оказались включения в амфиболах из амфиболовой и амфибол-полевошпатовой зон и в кварце кварц-полевошпатовой зоны.

В роговой обманке амфиболовой зоны были найдены прямолинейные трубочки первичных газóво-жидких включений, жидкая фаза которых имеет довольно близкий с роговой обманкой показатель преломления, поэтому часто бывает трудно различить их границы. Температуры гомогенизаций газóво-жидких включений в роговой обманке наиболее высокие для габбро-пегматитов (280-420 °С). Давления во включениях в момент гомогенизаций определялись с помощью совместного применения термометрии и криометрии /Долгов и др., 1968/. Также, ввиду незначительной концентрации солей и возможности довольно точного подсчета фазовых соотношений во включениях в роговой обманке (благодаря их прямолинейной трубчатой форме), оказалось возможным оценить давления по диаграмме предложенной А.В.Пизнуром /1973/. Давления определенные обоими способами оказались практически идентичны. Полученные максимальные значения давлений не превышают 400 атм. В солевом составе растворов включений по данным криометрии, по всей

вероятности, преобладали соли Mg ( $MgCl_2$ ). Концентрация главной соли ориентировочно 7 %.

Газово-жидкие включения в кварце кварц-полевошпатовой зоны (в участках с реликтами темноцветных минералов) сравнительно крупные (до 20 мкм). Гомогенизация всегда происходит в жидкость в интервале температур 170-250 °С. Максимальное значение давления во включениях в момент гомогенизации - 20 атм. Растворы во включениях содержат в основном  $MgCl_2$  до 17,6-18,5 % с примесью  $CaCl_2$ .

Включения в кварце собственно кварц-полевошпатовой зоны более мелкие. Наиболее высокие температуры гомогенизации около 350 °С. Максимальное давление - 30 атм. Здесь уже в составе растворов включений преобладают соли Ca ( $CaCl_2$ ) с примесью  $MgCl_2$ . Концентрация солей достигает 26,2 %.

В офиолитах Куртушибинского хребта (Западный Саян) включения минералообразующих сред изучались главным образом в минералах габбро-пегматитов переходной между гипербазитами и габбро зон. Рассматривались включения в диопсиде, роговой обманке и в актинолитовой роговой обманке.

В диопсиде первичные очень мелкие газово-жидкие с солевыми фазами и практически полностью солевые включения правильных прямоугольных форм как бы пропитывают весь минерал, распределяясь по нему равномерно. Частичная гомогенизация наблюдалась при 210 °С (первым исчезал газовый пузырек). При дальнейшем нагревании практически все солевые включения взрываются. Температуры полных гомогенизаций единичных сохранившихся включений около 400-420 °С. Зная температуры частичных гомогенизаций солевых включений (210 °С) и температуры полных гомогенизаций (400-420 °С), мы можем по P-V-T-диаграмме для 30-процентного раствора NaCl оценить давление во включениях в момент гомогенизаций. Давление в момент захвата солевых включений (гомогенизации) достигало 2500 бар.

Включения в роговой обманке многофазовые, солевые, ориентированы в одном направлении. Температуры полных гомогенизаций 360-380 °С.

Газово-жидкие включения в актинолитовой роговой обманке, в виде очень тонких и редких трубочек, гомогенизируются в жидкость до 300 °С.

В зональном габбро-пегматите изучались включения в диопсидах внешней и внутренней зон, а также в роговой обманке. Включения в диопсидах обеих зон очень похожи: многофазовые с кристалликами солей и возможно силикатов, они равномерно заполняют весь минерал. Температуры гомогенизаций достигают 560-590 °С.

Газово-жидкие трубчатые включения в роговой обманке гомогенизируются при 320-345 °С.

Габбро-пегматиты Хопсекского массива (Западная Тува) имеют обычно сложное строение с центральными кварц-полевошпатовыми зонами. Включения минералообразующих сред исследовались в роговой обманке габбро-пегматитов и в кварце центральных зон пегматитов.

Включения в роговой обманке можно разделить на три группы: а) прямолинейные трубчатые газово-жидкие; б) удлинённые многофазовые существенно солевые; в) с множеством кристаллических фаз и газовыми пузырьками (?), похожие на раскристаллизованные включения расплавов.

Прямолинейные трубчатые газово-жидкие включения гомогенизируются в жидкость при 330 °С. В многофазовых солевых включениях частичная гомогенизация

(исчезновение газового пузырька) наступает при 210-285 °С, полная - около 430 °С. Давление во включениях в момент полных гомогенизаций по P-V-T-диаграмме для 30-процентного раствора NaCl достигало 1500 бар. Часть солевых включений не имели частичных гомогенизаций, полные гомогенизации наблюдались при 520-540 °С.

В многофазовых включениях, похожих на раскристаллизованные, при 380 °С наблюдалось изменение кристалликов. При 740 °С темнеет сам минерал и практически ничего не видно.

В кварце центральных зон пегматитов были найдены, наряду с мелкими вторичными, сдвигающимися пузырьками газа включениями, также мнимовторичные, часто газово-жидкие и содержащие кристаллики солей включения. Большинство газово-жидких включений с солями взрываются, начиная с 280 °С. При этой температуре часть газово-жидких включений гомогенизируется. Гомогенизация единичных сохранившихся включений с солями происходила при 330-350 °С. В кварце габбро-пегматитов Хопсекского массива были найдены однофазовые включения размерами до 10 мкм, располагающиеся группами, иногда явно по зонам роста кристалла, т.е. первичные. Формы включений часто имеют огранку гексагональной дипирамиды. Криометрические исследования показали, что включения содержат сжиженный метан. Средний значения температур гомогенизаций -  $-125 \div -130$  °С, что соответствует удельному объему метана во включениях около  $2,7 \text{ см}^3/\text{кг}$ . Принимая за минимальные температуры образования кварца 220-350 °С (температуры гомогенизаций включений с солями), можно по P-V-T-диаграмме для  $\text{CH}_4$  /Томиленко, Чупин, 1983/ оценить давление, которое было достаточно высоким - около 3,3 кбар.

Габбро-пегматиты Кытымского массива (Северный Урал) изучались в пределах Серебрянской ассоциации. Включения минералообразующих сред исследовались в моноклинном пироксене и в роговой обманке габбро-пегматитов.

Включения в пироксене, средних размеров 5-10 мкм, располагаются равномерно в минерале, часто по зонам, вероятно первичные; многофазовые, содержат газ (15-25 %), жидкость (35 %) и разнообразные кристаллические фазы (40-50 %). При исследовании в микротермокамере кристаллические фазы (соли) начинают изменяться при 150 °С. Частичная гомогенизация (газа в жидкость) наблюдается при 200-280 °С, полная при 430-450 °С. Давление в моменты полных гомогенизаций (по P-V-T-диаграмме для 30-процентного раствора NaCl) достигало 1900 бар.

В роговой обманке исследовались трубчатые включения, содержащие в основном газ и жидкость, редко кристаллики соли. Полные гомогенизации включений наблюдались при 310-360 °С.

Габбро-пегматиты Кулюльского массива (Анадырско-Корякская складчатая система) образуют дайкообразные тела мощностью около 10 м в серпентинизированных перидотитах. Включения изучались в плагиоклазе, клинопироксене, ортопироксене и в роговой обманке габбро-пегматитов.

В анортите были найдены раскристаллизованные включения силикатных расплавов размером до 10-15 мкм. Многочисленные первичные включения равномерно "пропитывают" минерал. Часто располагаются полосами по крупным двойникам, причем к одним приурочены многочисленные мелкие включения, в других - наблюдаются редкие крупные. Прямоугольные, иногда квадратные, плоские, многофазовые включения по внешнему виду очень похожи на раскристаллизованные включения в

плаггиоклазе из габбро-пегматитов Ирана /Бакуменко, Добрецов, 1976/. Во включениях можно различить разнообразные светлые, темные и серые кристаллические фазы. Ясно виден темный деформированный пузырек. При исследовании в микро-термокамере первые признаки изменения и плавления кристаллических фаз наблюдаются при 900-1000 °С. Примерно при 1140-1160 °С обособляются круглые газовые пузырьки, при 1200 °С тают кристаллические фазы и во включениях остаются газ + расплав. До 1300 °С пузырьки газа свободно перемещаются по объему включений, что показывает малую вязкость расплава. При дальнейшем повышении температуры пузырьки быстро уменьшаются и полную гомогенизацию можно наблюдать при 1310-1380 °С. Некоторые отдельные включения гомогенизируются при 1220 °С, другие единичные не гомогенизируются и при нагреве выше 1400 °С.

В клинопироксене первичные включения располагаются равномерно, они неправильной формы, содержат много фаз: светлые + темные кристаллики + деформированные газовые пузырьки. При температурах 900-1000 °С происходят изменения кристаллических фаз во включениях. Выше 1050 °С темнеет минерал и продолжать опыты невозможно.

Включения в ортопироксене содержат много кристаллических фаз и несколько мелких темных газовых пузырьков. При 1000 °С происходят некоторые изменения кристалликов во включениях. Выше 1000 °С минерал окисляется и темнеет.

Роговая обманка содержит многочисленные мнимовторичные включения, газовой-жидкие, приближающиеся по форме к трубчатым, часто с несколькими кристаллическими фазами. Температуры гомогенизаций около 380 °С.

В офиолитах Мугоджар габбро-пегматиты располагаются внутри массивного габбро. Включения расплавов исследовались в плаггиоклазе и клинопироксене.

В плаггиоклазе включения размещены полосами в зонах двойников либо полосой по двойниковому шву. Они округлой изометричной, часто вытянутой прямоугольной формы, длинные оси обычно ориентированы параллельно прямолинейным границам двойниковых индивидов плаггиоклаза. При нагревании до 800-1000 °С включения темнеют. Начиная с около 1000 °С подплавляются фазы во включениях, при 1230 °С присутствуют несколько мелких кристалликов, "плавающих" в светлом расплаве. Температуры полных гомогенизаций около 1240-1270 °С.

В клинопироксене включения располагаются цепочками. Размеры 3-5 мкм. Формы округлые. Включения многофазовые. Около 1100 °С они практически полностью темнеют, но при дальнейшем повышении температуры начинают просветляться и около 1170-1190 °С становятся полностью светлыми и гомогенными.

Исследования габбро-пегматитов Кроноцкого п-ова (Восточная Камчатка)\* показали, что плаггиоклаз содержит первичные включения минералообразующих сред размерами 6-10 мкм, располагающиеся зонами, полосами обычно по границам двойников. Включения многофазовые: несколько светлых кристалликов (до 70-80 % от всего объема включения) + газовый пузырек + жидкость. Из опытов в микро-термо-камере видно, что газовый пузырек растворяется в жидкости (частичная гомогенизация) при температурах 150-185 °С. Температуры полных гомогенизаций немного выше 310-330 °С. Судя по приведенным выше данным, рассмотренные включения являются первичными включениями расплавов-рассолов. Зная температуры частич-

\* Образцы А.В.Колоскова.

ной и полной гомогенизации можно примерно оценить давление флюида /Леммлейн, 1973; Симонов, 1981/. Оно при температурах 330-350 °С составляло около 1,5 кбар. Итак, вопрос о кристаллизации минералов рассмотренного габбро-пегматита из расплава остается открытым. Устанавливается, что при температурах около 330-350 °С и давлении примерно 1,5 кбар плагиоклаз формировался при активном участии растворов (расплавов-рассолов).

Результаты исследований включений минералообразующих сред в минералах негранитных пегматитов, связанных с офиолитами, сведены в табл. 13. Изучение включений позволило выяснить некоторые особенности физико-химических условий формирования дунит-, пироксенит-, габбро-пегматитов.

Таблица 13

Результаты исследования включений минералообразующих сред  
в минералах пегматитов офиолитовых ассоциаций

Пегматит (массив)	Минерал	Фазовый состав	T <sub>гом</sub> , °С	Тип включений	Давление по включениям, бар
<b>Дунит-пегматиты</b> (Среднетерсинский, Кузнецкий Алатау)	Оливин	Ж	-120 ÷ -122	Сжиженный метан	5000-6500
	"-	Ж + K <sub>x</sub>			
<b>Пироксенит-пегматиты</b> (Куртушибинский, Западный Саян)	Диопсид	Г + Ж + K <sub>2</sub>	445-455	Рассол	-
	Роговая обманка	Г + Ж	370-380	Раствор	-
<b>Габбро-пегматиты</b> (Среднетерсинский, Кузнецкий Алатау; Куртушибинский, Западный Саян)	Роговая обманка	Г + Ж	до 420	"-	400
	Кварц	Г + Ж	до 350	"-	30
	Диопсид	Г + Ж + K <sub>2</sub>	400-420	Расплав-рассол	2500
	"-	Г + Ж + K <sub>1</sub> + K <sub>2</sub>	530-590	"-	-
	Роговая обманка	Г + Ж + K <sub>2</sub>	360-380	Рассол	-
	Актинолит	Г + Ж	до 300	Раствор	-
(Хопсекский, Западная Тува)	Роговая обманка	Г + Ж + K <sub>2</sub>	430	Расплав-рассол	1500
	"-	Г + Ж + K <sub>2</sub>	520-540	Расплав-рассол	-
	Кварц	Г + Ж	330-350	Раствор	-
	"-	Ж	-125 ÷ -130	Сжиженный метан	3300
(Кытлымский, Северный Урал; Куюльский, Корякия)	Клинопироксен	Г + Ж + K <sub>2</sub>	430-450	Расплав-рассол	1900
	Роговая обманка	Г + Ж	310-360	Раствор	-
	Плагиоклаз	Г + K <sub>1</sub>	1310-1380	Силикатный расплав	-
	Клинопироксен	Г + K <sub>1</sub>	более 1050	"-	-
	Ортопироксен	Г + K <sub>1</sub>	более 1000	"-	-
(Мугоджары, Южный Урал; Кроноцкий п-ов, Камчатка)	Роговая обманка	Г + Ж + K <sub>2</sub>	380	Раствор	-
	Плагиоклаз	Г + K <sub>1</sub>	1240-1270	Силикатный расплав	-
	Клинопироксен	Г + K <sub>1</sub>	1170-1190	"-	-
	Плагиоклаз	Г + Ж + K <sub>2</sub>	310-350	Расплав-рассол	1500

Примечание: Г - газ, Ж - жидкость, K<sub>x</sub> - неопределенные кристаллические фазы, K<sub>1</sub> - силикаты, K<sub>2</sub> - соли.

Таблица 14

Составы газов в негранитных пегматитах  
и в соответствующих мелкозернистых породах ( $\frac{\text{см}^3}{\text{кг-обр.}}$ ;  $\text{H}_2\text{O}$ , мас.%)  
объем.%

Компо- ненты	Дуниты		Пироксениты		Габбро					
	пегматит	порода	пегматит	порода	пегматит			порода		
					А	Б	В	А	Б	В
$\text{H}_2\text{O}$	4,19	5,61	3,63	2,97	0,61	1,50	1,05	0,87	1,91	1,39
$\text{CO}_2$	<u>1667,56</u>	<u>611,49</u>	<u>345,83</u>	<u>89,30</u>	<u>96,73</u>	<u>201,14</u>	<u>148,94</u>	<u>117,70</u>	<u>183,99</u>	<u>150,85</u>
	76,30	57,28	24,72	4,62	20,83	14,22	15,85	15,30	15,35	15,33
CO	<u>29,04</u>	<u>98,64</u>	<u>74,16</u>	<u>76,96</u>	<u>23,76</u>	<u>46,96</u>	<u>35,36</u>	<u>20,00</u>	<u>64,24</u>	<u>42,12</u>
	1,33	9,24	5,30	3,98	5,12	3,32	3,76	2,60	5,36	4,28
$\text{CH}_4$	<u>1,54</u>	<u>5,74</u>	<u>27,16</u>	<u>9,54</u>	сл.	сл.	сл.	сл.	<u>2,80</u>	<u>1,40</u>
	0,07	0,54	1,94	0,49					0,23	0,14
$\text{H}_2$	<u>484,96</u>	<u>350,56</u>	<u>952,00</u>	<u>1756,16</u>	<u>343,84</u>	<u>1164,80</u>	<u>754,32</u>	<u>631,68</u>	<u>947,52</u>	<u>789,60</u>
	22,19	32,84	68,04	90,90	74,04	82,35	80,30	82,10	79,05	80,25
$\text{N}_2$	<u>2,40</u>	<u>1,12</u>	0,0	0,0	0,0	<u>1,6</u>	<u>0,8</u>	0,0	0,0	0,0
	0,11	0,11				0,11	0,09			
$\Sigma$	2185,50	1067,55	1399,15	1931,96	464,33	1414,50	939,42	769,38	1198,55	983,97
$\Sigma_{\text{вос.}}$	515,54	454,94	1053,32	1842,66	367,60	1211,76	789,68	651,68	1014,56	833,12
$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_2 + \Sigma_{\text{вос.}}}$	0,76	0,57	0,25	0,05	0,21	0,14	0,16	0,15	0,15	0,15
$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{мас.}}$	12,82	46,79	53,53	169,69	32,00	38,03	36,09	37,52	53,05	46,99

Примечание. Габбро-пегматиты обр. С-78-81: А - плагиоклаз; Б - темноцветные минералы, В - общее. Габбро обр. С-77-81: А - плагиоклаз, Б - темноцветные минералы, В - общее. Габбро и габбро-пегматиты Мугоджар (Южный Урал); пироксениты (обр. С-33-75) и пироксенит-пегматиты (обр. С-10-75) Куртушибинского хребта (Западный Саян); дуниты (обр.900-2) и дунит-пегматиты (обр. С-13-73) Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау). $\Sigma$  - сумма всех газов, кроме  $\text{H}_2\text{O}$ , в  $\text{см}^3/\text{кг-обр.}$ ;  $\Sigma_{\text{вос.}}$  - сумма восстановленных газов ( $\text{CO} + \text{CH}_4 + \text{H}_2$ ), в  $\text{см}^3/\text{кг-обр.}$ ;  $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \Sigma_{\text{вос.}})$  - степень окисленности летучих.

1. Дунит-пегматиты образовались в условиях высоких давлений (5-6,5 кбар) и температур (800-1000 °С) при участии восстановленных летучих (метан).

2. В процессах формирования пироксенит-пегматитов активную роль играли высокотемпературные (до 450 °С) растворы (рассолы).

3. Габбро-пегматиты могли образовываться тремя путями: а) из высокотемпературных (1150-1380 °С) силикатных расплавов; б) при участии высококонцентрированных расплавов-рассолов с температурами 350-550 °С и давлением 1,5-2,5 кбар; в) с помощью высокотемпературных (до 420 °С, 0,4 кбар) гидротермальных растворов. В этих случаях большую роль могли играть восстановленные газы (метан).

**Составы летучих компонентов** в негранитных пегматитах исследовались главным образом с помощью газовой хроматографии. Результаты исследований летучих компонентов в пегматитах и в ассоциирующих с ними обычных породах представлены в табл.14.

Дунит-пегматиты и дуниты близки по значению абсолютных содержаний  $H_2O$ ,  $H_2$  и суммы восстановленных газов и резко различаются по количеству  $CO_2$ . Поэтому у пегматитов летучие более окислены (степень окисленности - 0,76) по сравнению с дунитами (0,57). Значительно меньше в пегматитах величины отношений  $H_2O/CO_2$ .

В пироксенитах наблюдается очень высокая степень восстановленности летучих (91 %  $H_2$ ) и, соответственно, очень низкие содержания  $CO_2$ . В пироксенит-пегматитах  $CO_2$  значительно больше,  $H_2$  - меньше и поэтому степень окисленности летучих больше (0,25 по сравнению с 0,05 у пироксенитов). Метана в пегматитах почти в три раза больше, чем в пироксенитах.

Габбро-пегматиты и вмещающие их габбро близки по характеру летучих, и содержания отдельных компонентов совпадают в значительной мере. Степени окисленности летучих в габбро и в габбро-пегматитах очень низки (0,15-0,16), что говорит о большой роли восстановленных летучих (до 82 %). Содержания водорода (в объем. %) одинаковы для плагиоклазов габбро, габбро-пегматитов (74-82 %) и для темноцветных минералов (пироксен + амфибол) (79-82 %), что совершенно однозначно свидетельствует против предположения о преимущественной генерации водорода за счет разложения амфиболов /Конов, Бекман, 1978/. В габбро присутствует в незначительном количестве метан, в пегматитах он отсутствует, также здесь наблюдается азот, не характерный для мелкозернистого габбро. Как для пегматитов, так и для габбро темноцветные минералы содержат большие абсолютные количества газов, в то же время сохраняя процентные соотношения.

В общем для всех пегматитов характерно, по сравнению с обычными породами, повышение степени окисленности летучих и уменьшение отношений  $H_2O/CO_2$ .

В последовательном ряду дунит-пегматиты - пироксенит-пегматиты - габбро-пегматиты происходят закономерные изменения характера летучих компонентов. Содержания  $H_2O$  (4,19-3,63-1,05 мас.%),  $CO_2$  (1667,56-345,83-148,94  $см^3/кг$ ) и степень окисленности (0,76-0,25-0,16) уменьшаются, а количество  $H_2$  во флюиде (22,19-68,04-80,30 объем. %) - растет.

## Глава 8. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В ОФИОЛИТАХ

С офиолитовыми ассоциациями связан широкий набор важнейших полезных ископаемых: хромиты, сульфидные руды, асбест, золото, платина, поделочные и драгоценные камни (нефрит, демантоид) и многие другие.

В настоящей работе приводятся результаты исследований, главным образом с помощью методов термобарогеохимии хромитов, платиноидов, хризотил-асбеста и демантоидов, связанных с офиолитовыми ассоциациями.

### Хромиты

В ходе исследований собрана и обработана представительная коллекция хромитов из офиолитовых ассоциаций различных регионов: офиолиты переходной зоны океан-континент - хромиты Корьякии (массивы горы Красной и Чирынай); мезозойские офиолиты - хромиты Малого Кавказа (Гейдаринский массив); палеозойские офиолиты - хромиты Полярного (Войкаро-Сыньинский массив) и Южного Урала (Кемпирсайский массив); рифейско-нижнепалеозойские офиолиты - хромиты Кузнецкого Алатау (Среднетерсинский массив), Западной (Шатский массив) и Южной Тувы (Агардагский массив), Восточного Саяна (Оспинский массив) и Монголии (Наранский массив). Основное внимание было уделено изучению крупнейших месторождений Кемпирсайского массива на Южном Урале. Хромиты других офиолитовых ассоциаций рассматриваются главным образом в сравнении с данными по кемпирсайским образцам.

#### Кемпирсайские хромитовые месторождения

**Кемпирсайский массив** ультраосновных пород (Южный Урал) вытянут в субмеридиональном направлении на 82 км, общей площадью 920 км<sup>2</sup>. Ширина массива на севере составляет 0,6 км, а в южной части достигает 31,6 км. Мощность пластообразного тела гипербазитов в юго-восточной части 16 км, а в западной - до 6-8 км /Рудные месторождения СССР, т.1, 1974/. Северная часть массива залегает в основном согласно с вмещающими верхнепротерозойскими и ордовикскими отложениями, в южной - гипербазиты контактируют главным образом с габбро-амфиболитами. В данном массиве преобладают в различной степени серпентинизированные перидотиты, присутствуют дуниты, троктолиты и габброиды.

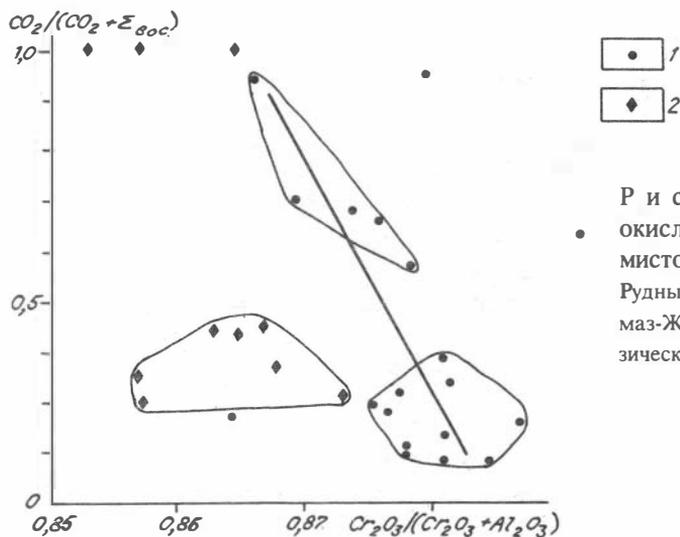
В массиве выделяется четыре рудных поля, в которых сосредоточено около 160 месторождений и рудопроявлений. Все промышленные месторождения высокосортных хромитовых руд располагаются в юго-восточной части массива в пределах Главного рудного поля. Они состоят из серии сближенных уплощенных и вытянутых тел. Отмечаются жилеобразные рудные тела и реже - шпировые обособления хромитов. Размеры отдельных рудных тел изменяются в широких пределах от нескольких десятков метров до полутора километров по протяженности, при мощности от нескольких до 150 м.

На месторождениях хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива наблюдалось неоднократное выделение горючих газов /Уханов и др., 1984, 1987; Девириц, 1984/, в их составе преобладает водород - 88-92 % /Штейнберг, Лагутина, 1984/. Вопрос о происхождении этих газов и о их связи с образованием хромитового оруденения остается открытым.

С помощью газовой хроматографии исследовались летучие компоненты, заключенные в хромитах и ультрабазитах Кемпирсайских месторождений хромитовых руд. Изучались образцы, отобранные по разрезам крупного месторождения богатых руд ("Алмаз-Жемчужина", "Поисковое") и месторождения убоговкрапленных руд ("Геофизическое-12")\*.

Практически все образцы хромитов, которые исследовались на летучие компоненты, были проанализированы на микрозонде. Получен довольно представительный новый материал по составам рудных хромитов, позволяющий выяснить связи летучих компонентов с химическим составом минералов.

Степень окисленности летучих в хромитах богатых руд скв.222 (м-ние "Алмаз-Жемчужина") зависит от хромистости минералов. На рис.85 видно, что хромиты скв.222 формируют две группы: минералы с меньшим количеством хрома содержат более окисленный флюид, более хромистые хромшпинелиды занимают компактное поле с восстановленными летучими. Устанавливается четкая прямая зависимость с ростом хромистости увеличивается восстановленность летучих. В случае хромитов месторождения "Геофизическое-12" не наблюдается явной зависимости состава летучих от хромистости минералов.



Р и с. 85. Зависимость степени окисленности летучих от хромистости хромшпинелидов. Рудные хромиты: скв.222 м-ние, "Алмаз-Жемчужина" (1); м-ние "Геофизическое-12" (2).

\* Часть образцов предоставлена для исследований И.С.Чашухиным.

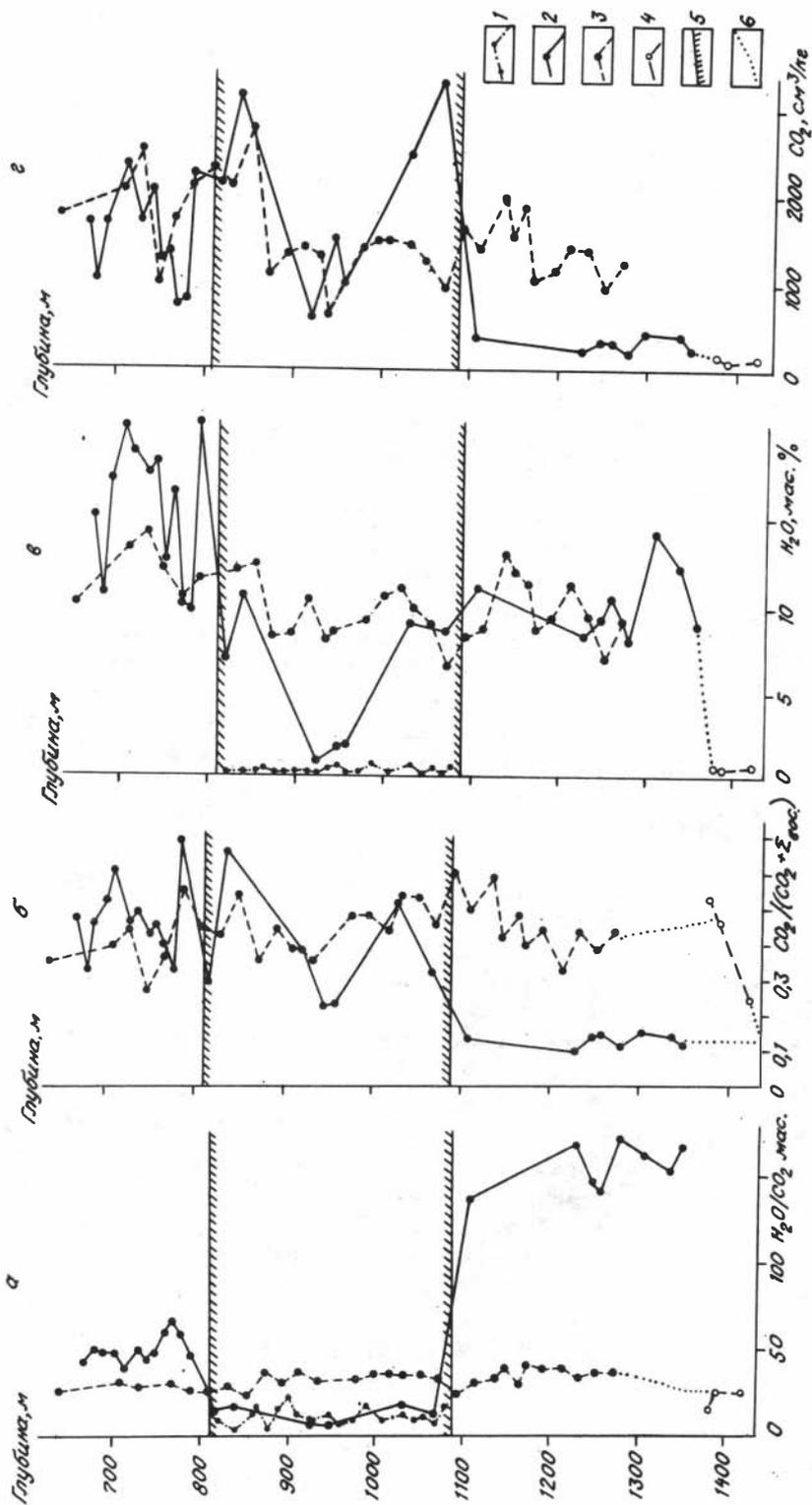
По содержанию водорода среди хромитов скв.222 можно выделить две группы: со значениями  $H_2 = 160-310 \text{ см}^3/\text{кг}$  и с минимальными количествами водорода. Хромиты с повышенными значениями  $H_2$  более хромисты по сравнению с минералами, содержащими минимум водорода. Хромиты убоговкрапленных руд месторождения "Геофизическое-12" не формируют отдельных групп, характеризуясь значительным разбросом содержания  $H_2$  (от 0 до  $600-1000 \text{ см}^3/\text{кг}$ ). В целом для хромитов обоих месторождений характерна прямая зависимость количества водорода в минерале от хромистости.

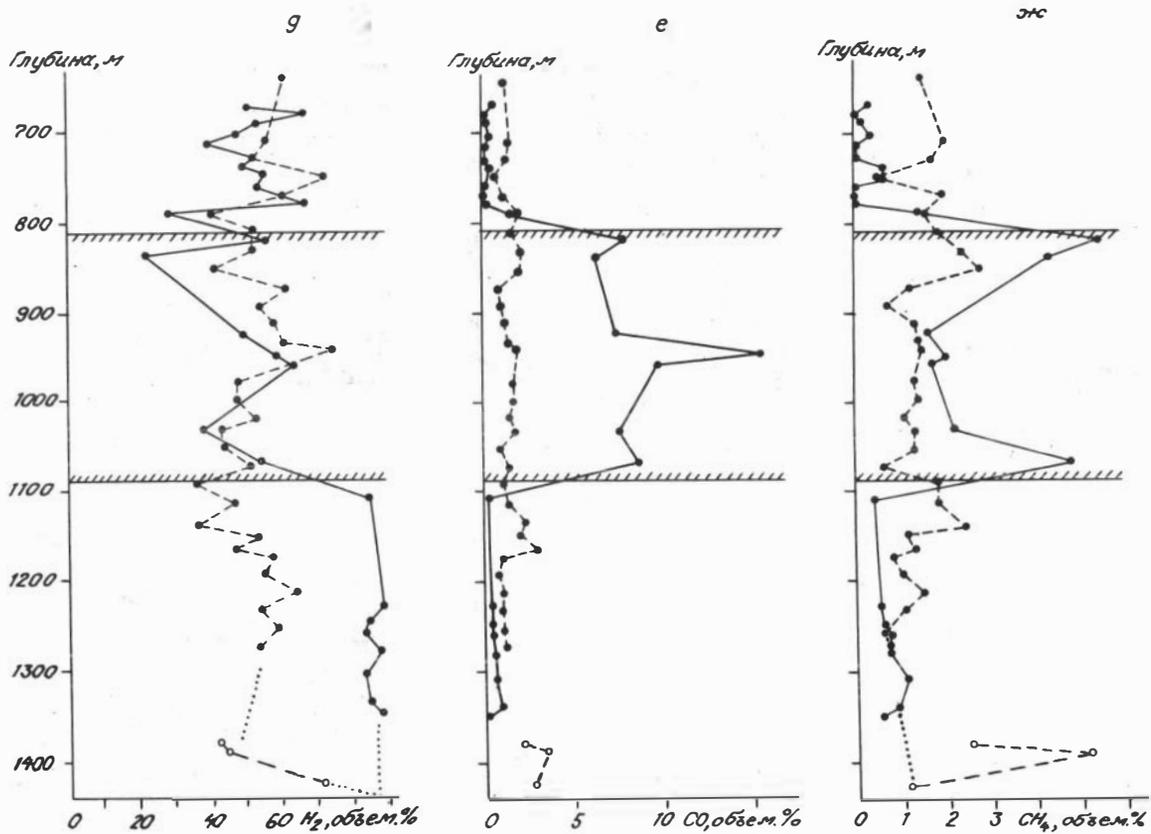
Падение степени окисленности (рост восстановленности) летучих в хромитах с увеличением хромистости минералов хорошо подтверждается данными по скв.404 (м-ние "Поисковое"), где при переходе от бедных руд к высокохромистым увеличивается количество восстановленных газов. Таким образом, намечается общая закономерность для хромитов Кемпирсайского массива независимо от типа оруденения (преимущественно богатые или убоговкрапленные руды) - рудные хромшпинелиды с повышенным содержанием хрома имеют больше восстановленных газов, т.е. с уменьшением хромистости минералов растет окисленность флюида.

**Особенности составов газов и закономерности их распределения в разрезах Кемпирсайских месторождений** показаны на рис.86, 87, 88.

Интересные результаты были получены при исследовании материалов из скв.255 (м-ние "Алмаз-Жемчужина"). Сравнивая наши данные по метану в ультрабазитах с результатами газового каротажа, видим, что наблюдаются общие закономерности (рис.89). Аномалии на 1233 м, отмеченной каротажем, практически соответствует максимум метана (до 0,3 объем.%) во флюиде из гипербазитов на глубине 1240 м. В интервале 1280-1350 м газовый каротаж показывает минимальную газовую активность, и, соответственно, наблюдается практически полное отсутствие метана, по данным газовой хроматографии. На глубине около 1400 м устанавливается повышенное содержание углеводородов в газовой смеси, извлекаемой из промывочной жидкости и происходит обогащение летучих в гипербазитах метаном (до 0,4 объем.%). Таким образом устанавливается определенная взаимосвязь между углеводородами, содержащимися в ультрабазитах, и свободными углеводородами, находящимися около них, т.е. источник свободных газов - сами гипербазиты. Был проведен сравнительный анализ летучих компонентов, заключенных в породах и рудах Кемпирсайских месторождений.

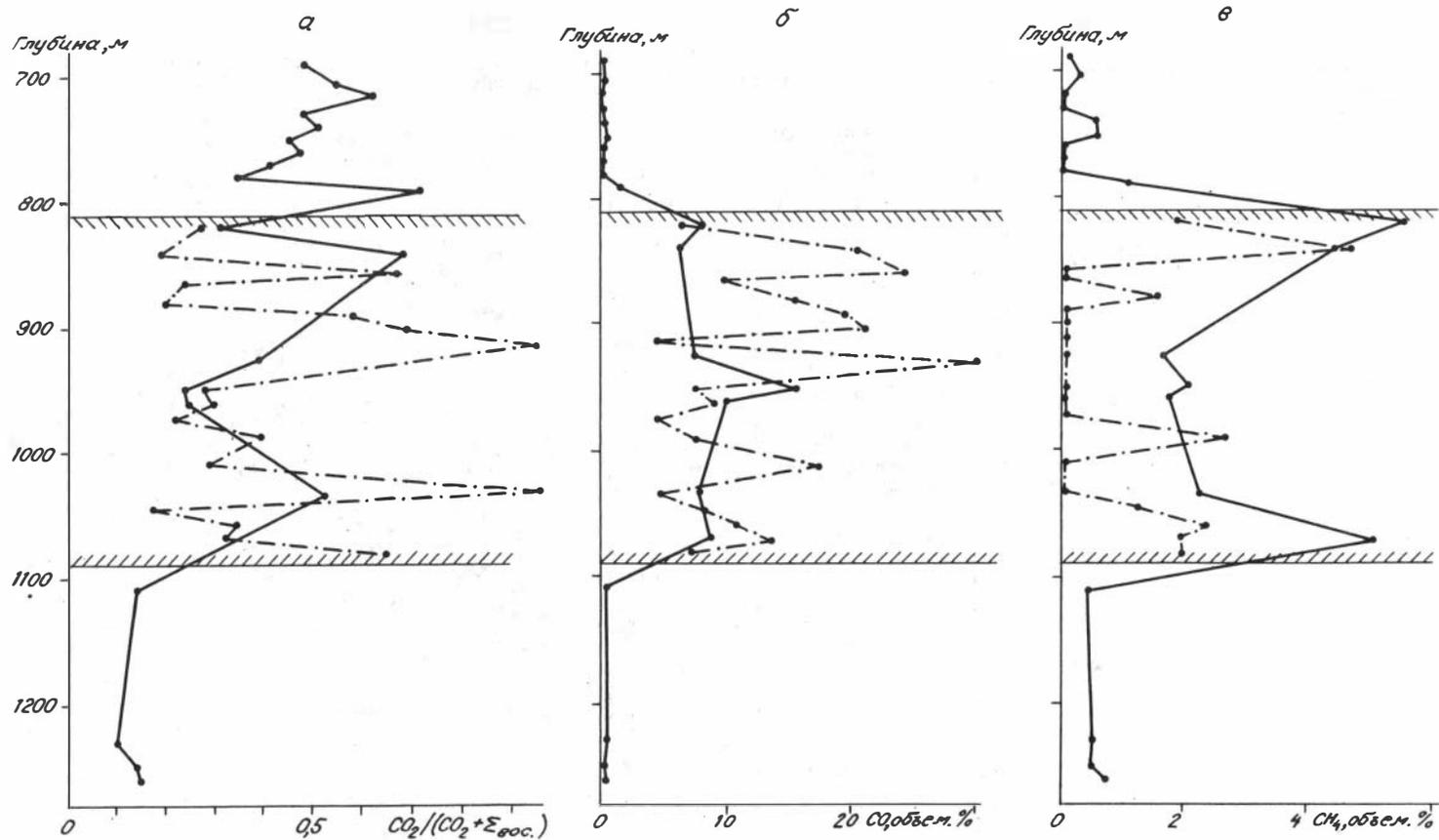
На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (рис.90) отчетливо видно, что летучие из хромитов образуют в основном компактные группы, расположенные ближе к восстановленным газам. Хромиты богатых руд содержат более восстановленные и обогащенные  $CO$  летучие, чем хромиты убоговкрапленных руд. На аналогичной диаграмме для гипербазитов (рис.91) видно, что породы безрудной скв.242 располагаются полосой примерно посередине между  $CO_2$  и  $H_2$  (33-63 %  $CO_2$ ). Гипербазиты месторождения "Геофизическое-12" разбились на две группы: одна полностью попадает в поле безрудных гипербазитов, другая содержит более окисленный флюид (до 80 %  $CO_2$ ). Гипербазиты надрудного горизонта скв.222 располагаются в поле безрудных пород скв.242. Ультрабазиты рудной зоны находятся в большинстве в поле хромитов богатой руды. Резко отделяются гипербазиты подрудного горизонта - очень компактная группа с максимумом содержания вос-



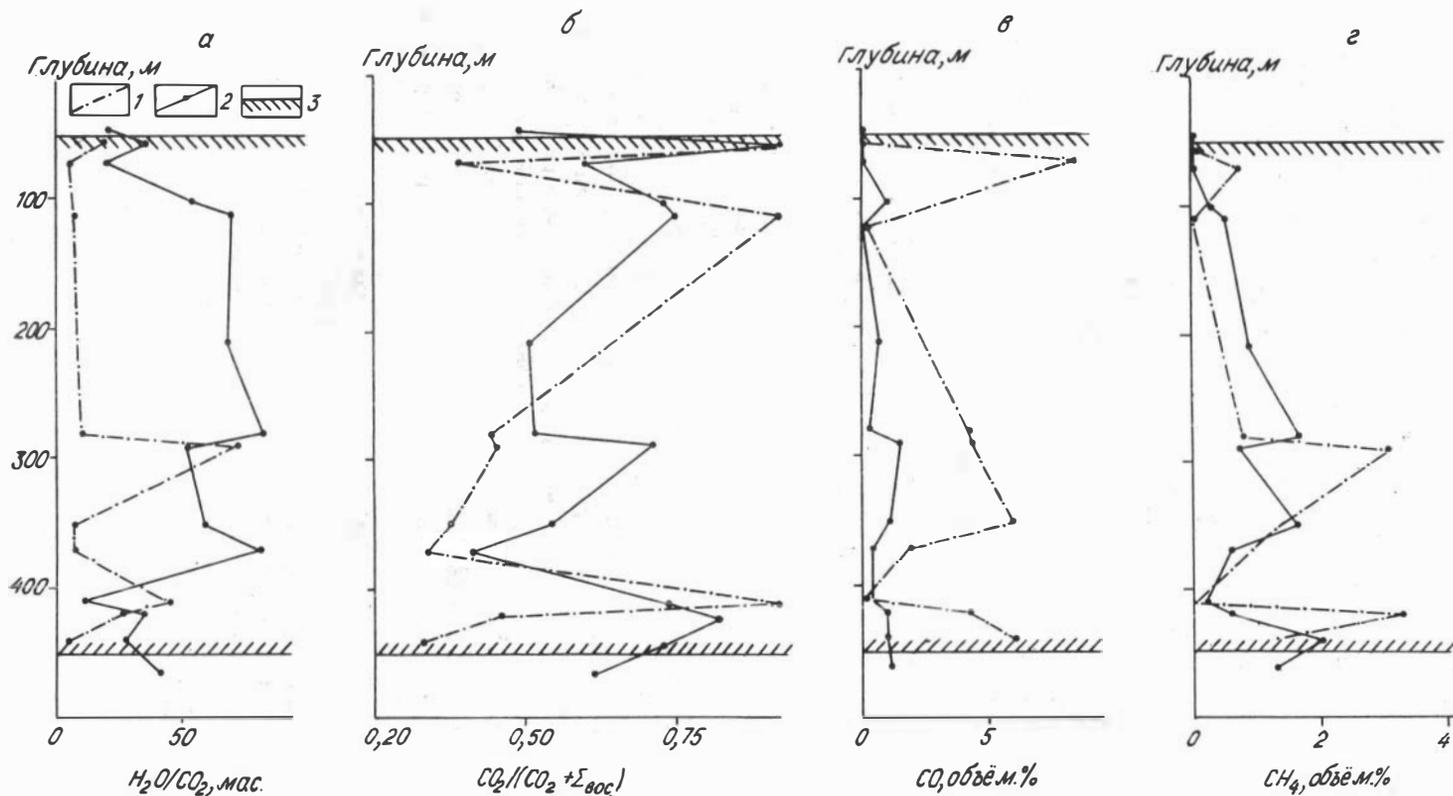


Р и с. 86. Изменение характеристик летучих компонентов с глубиной (м-ние "Алмаз-Жемчужина"):

1-4 - данные: 1 - по хромитам, скв.222, 2 - по гипербазитам рудной скв.222, 3 - по гипербазитам безрудной скв.242, 4 - по гипербазитам, скв.639; 5 - границы рудного тела; 6 - примерное продолжение характеристик летучих в глубину.

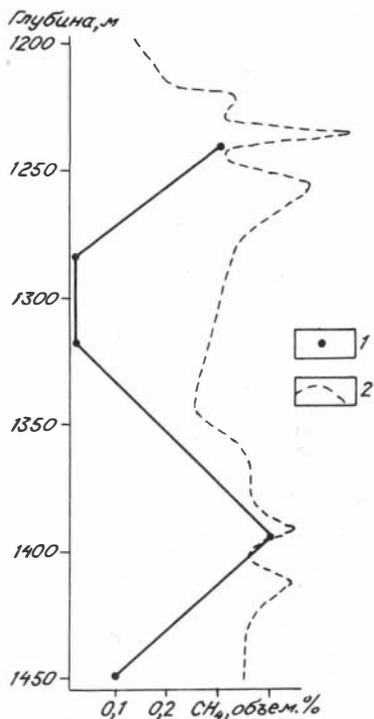


Р и с. 87. Распределение летучих компонентов в рудной зоне скв.222(м-ние "Алмаз-Жемчужина"). Усл. обозн. см. на рис.86.



Р и с. 88. Изменение характеристик летучих компонентов в разрезе м-ния "Геофизической-12":

1 - хромиты; 2 - гипербазиты; 3 - границы рудной зоны.



Р и с. 89. Распределение углеводородов в скв.255:

1 - содержание метана во флюиде в ультрабазитах; 2 - изменение содержания в газовой смеси из промывочной жидкости (по данным газового каротажа).

тельное влияние процессы рудообразования с активным участием летучих, приведшие к формированию гипербазитов с повышенными "рудными" концентрациями метана.

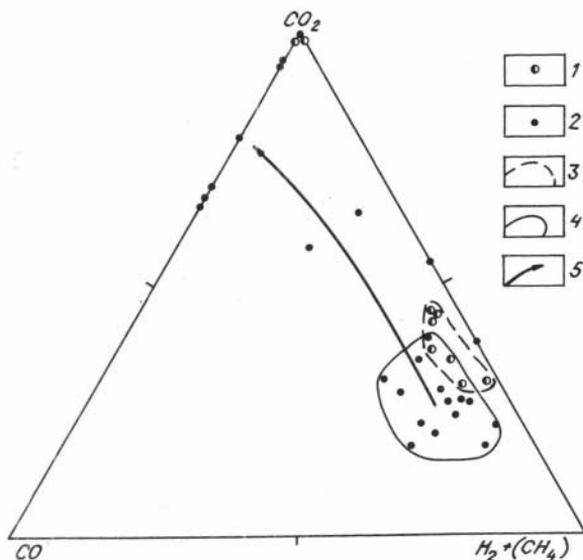
Для хромитов богатых руд скв.222 наблюдается четкая прямолинейная зависимость содержания  $\text{CH}_4$  во флюиде от степени окисленности летучих (см. рис.92). В ассоциации хромитов и сосуществующих гипербазитов месторождения "Геофизическое-12" также наблюдается подобная зависимость, т.е. для хромитов и сосуществующих с ними гипербазитов, независимо от характера оруденения (богатое или убоговкрапленное), устанавливается накопление метана с ростом степени окисленности летучих.

становленных летучих (до 90 %  $\text{H}_2$ ). Характерно в общем, что безрудные гипербазиты формируют одно поле, а среди гипербазитов, связанных с рудами, есть группа, которая тяготеет по характеристикам летучих к полям хромитов. Это явно выражено для богатых руд скв.222 и в определенной степени намечается для убоговкрапленных руд месторождения "Геофизическое-12".

Для богатых руд месторождений "Алмаз-Жемчужина" (скв.222) наблюдается явная связь хромитового оруденения с такими газами, как метан. На диаграмме зависимости количества  $\text{CH}_4$  во флюиде от степени окисленности летучих (рис.92) как для богатых руд, так и для убоговкрапленных, по повышенному  $\text{CH}_4$  четко отбиваются группы ультрабазитов, ассоциирующихся с хромитами. Поля этих гипербазитов перекрываются полями составов летучих в хромитах. Ультрабазиты, вмещающие оруденение (надрудные, подрудные скв.222 и гипербазиты месторождения "Геофизическое-12"), формируют отдельные компактные группы с минимумом  $\text{CH}_4$ . В последовательности от наиболее глубинных подрудных к надрудным скв.222 и далее к еще более близким к поверхности гипербазитам месторождения "Геофизическое-12" при примерно постоянных значениях  $\text{CH}_4$  растет степень окисленности летучих. Такое же изменение степени окисленности летучих с глубиной установлено нами для безрудной скв.242 месторождения "Алмаз-Жемчужина". Таким образом, можно предположить, что на закономерное распределение летучих в гипербазитах Кемпирсайского массива оказали значи-

Р и с. 90. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для хромитов Кемпирсайского массива:

1 - хромиты убоговкрапленных руд, м-ние "Геофизическое-12"; 2 - хромиты богатых руд скв.222, м-ние "Алмаз-Жемчужина"; 3 - поле убоговкрапленных и 4 - богатых руд; 5 - тренд изменения состава летучих в богатых рудах скв.222.



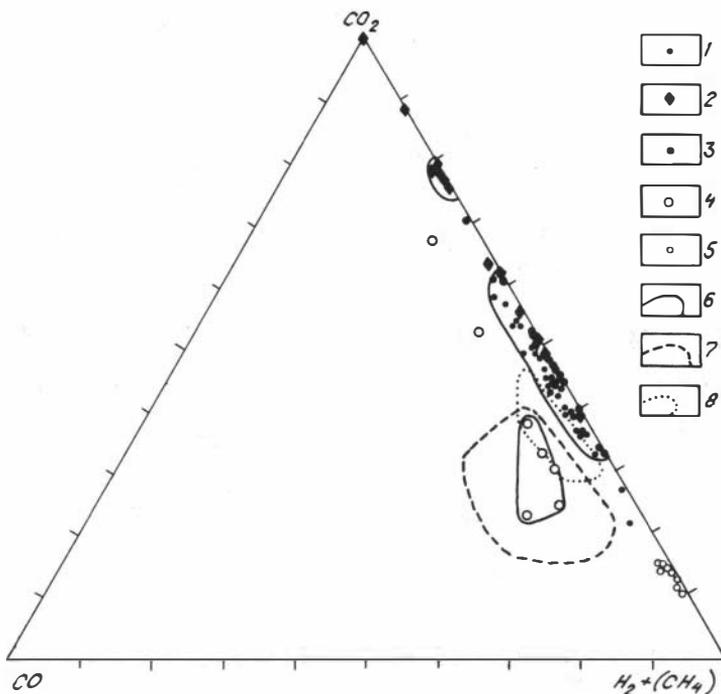
Степень окисленности летучих и содержание  $H_2O$  в хромитах Кемпирсайского массива взаимосвязаны (рис.93). Минимальные количества  $H_2O$  (до 0,2 %) характерны для хромитов богатых руд с окисленным флюидом. В группе с восстановленными летучими намечается определенный рост степени окисленности с увеличением  $H_2O$  до 0,6 %. Для хромитов убоговкрапленных руд устанавливается отчетливый прямолинейный тренд увеличения окисленности летучих с ростом содержания воды.

По результатам исследований хромитовых месторождений Кемпирсайского массива можно сделать некоторые выводы.

1. Установлены закономерные связи хромитовой руды с летучими компонентами, четко отличающимися от газов во вмещающих гипербазитах и в ультрабазитах безрудных скважин. Аномальное накопление летучих компонентов ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $N_2$ ) в рудных зонах, по сравнению с фоновыми, хорошо видно для богатых руд месторождения "Алмаз-Жемчужина" и подтверждается данными по месторождению "Поисковое".

2. В участках с богатым оруденением выявляются закономерные изменения составов летучих в зависимости от рудного тела. Для мощных рудных тел характерны ореолы рассеивания ( $CH_4$ ,  $CO$ ), прерудные максимумы ( $H_2O/CO_2$ , степень окисленности,  $H_2O$ ) и минимумы ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $H_2$ ), а также резкая смена характеристик летучих компонентов ( $H_2O/CO_2$ ,  $H_2$ ,  $CO_2$ ) в подрудных интервалах в отличие от надрудных, отражающая главным образом скачкообразное изменение степени окисленности летучих (до практически полностью восстановленных).

3. Распределение летучих в разрезе месторождения убоговкрапленных руд, с одной стороны, показывает определенные связи характеристик летучих ( $H_2O/CO_2$  и



Р и с. 91. Диграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для гипербазитов Кемпирсайского массива:

1-5 - гипербазиты: 1 - безрудной скв.242 м-ния "Алмаз-Жемчужина", 2 - м-ния "Геофизическое-12", 3 - надрудного интервала, скв.222 м-ния "Алмаз-Жемчужина", 4 - рудной зоны, скв.222 м-ния "Алмаз-Жемчужина", 5 - подрудного интервала, скв.222 м-ния "Алмаз-Жемчужина"; 6 - поля гипербазитов; 7 - поле хромитов богатых руд, скв.222 м-ния "Алмаз-Жемчужина"; 8 - поле хромитов убоговкрапленных руд м-ния "Геофизическое-12".

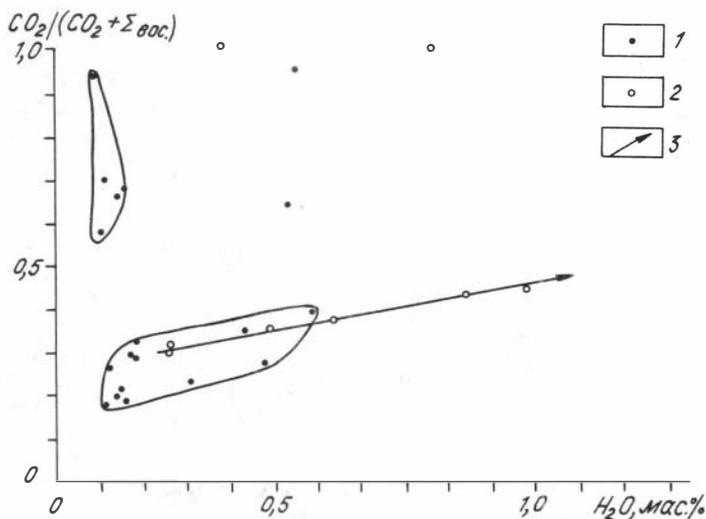
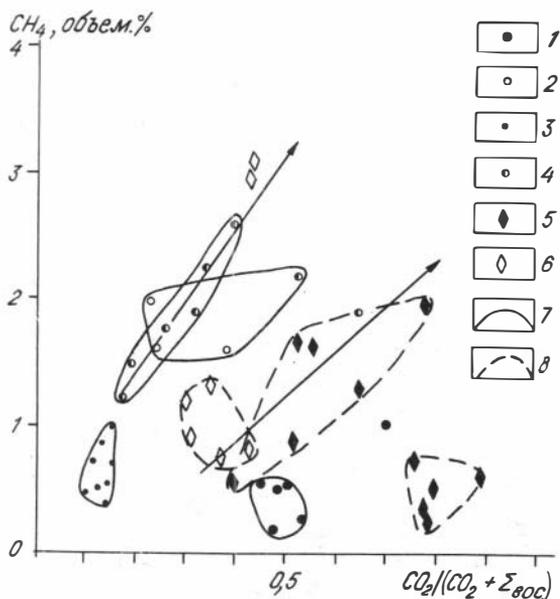
др.) с "рудными" зонами, а с другой - ( $CO, CH_4$ ) летучие ведут себя так же, как и в безрудных скважинах. Здесь сказывается промежуточное положение убоговкрапленных руд.

4. Летучие компоненты в безрудных участках равномерно изменяются в незначительной степени с глубиной. В то же время наблюдаются отчетливые изменения  $CO_2, H_2, CO, CH_4$ , похожие на характеристики для богатых руд, но значительно менее интенсивные, т.е. при самом отсутствии руды летучие фиксируют определенную "рудную" зону, где в других случаях располагаются рудные тела.

5. Распределение воды в гипербазитах в целом для Кемпирсайского массива следующее: до глубин порядка 500 м ее количество растет от 7 до 15 %, затем приблизительно с 700 до 1300 м уменьшается до 8-10 % и на глубинах около 1400 м резко падает до 0,5 %.

Р и с. 92. Зависимость содержания метана во флюиде из хромитов и ультрабазитов Кемпирсайского массива от степени окисленности летучих.

1-3 - гипербазиты: 1 - надрудного интервала, скв.222, 2 - рудного интервала, скв.222, 3 - подрудного интервала, скв.222; 4 - хромиты богатых руд, скв.222; 5 - гипербазиты м-ния "Геофизическое-12"; 6 - хромиты убоговкрапленных руд, м-ние "Геофизическое-12"; 7 - поля летучих компонентов в хромитах и ультрабазитах м-ния "Алмаз-Жемчужина", скв.222; 8 - поля летучих в хромитах и ультрабазитах м-ния "Геофизическое-12".



Р и с. 93. Зависимость степени окисленности летучих от содержания  $H_2O$  в хромитах Кемпирсайского массива:

1 - хромиты богатых руд, скв.222, м-ние "Алмаз-Жемчужина";  
 2 - хромиты убоговкрапленных руд, м-ние "Геофизическое-12";  
 3 - тренд изменения составов летучих в хромитах убоговкрапленных руд.

6. Данные по летучим (степень окисленности,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ) в рудной зоне показывают: во-первых, зонально-симметричное строение с накоплением флюидных составляющих в приконтактных участках и с минимумом в центре, во-вторых, сложное неоднородное строение рудного тела (с помощью летучих фиксируется по крайней мере 4-5 "слоев"). Содержания восстановленных газов ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ) в рудной зоне зависит от качества руды - при переходе от бедных к богатым рудам количество этих газов растет.

7. Как для богатых руд, так и для убоговкрапленных существуют группы ультрабазитов, содержащие флюид, сходный с летучими в хромитах, и отличающиеся от летучих в безрудных ультрабазитах.

8. В целом было выяснено, что по составам и закономерностям распределения летучих тела хромитов ведут себя как инородные по отношению к вмещающим гипербазитам, поэтому практически исключается возможность кристаллизации хромитов из расплавов в единой магматической камере.

9. Исследования возможной связи водорода со степенью серпентинизации показали, что в случае безрудных гипербазитов с глубиной уменьшается количество  $\text{H}_2\text{O}$ , падает и содержание  $\text{H}_2$  в гипербазитах. В случае же рудной скважины намечается обратная картина - меньше  $\text{H}_2\text{O}$ , больше  $\text{H}_2$ . Таким образом, при отсутствии руды намечается определенная прямая связь степени серпентинизации с количеством водорода в гипербазитах. В присутствии руды количество  $\text{H}_2$  в гипербазитах растет в наименее серпентинизированных гипербазитах.

10. Исследования показали, что, во-первых, составы летучих (до 90 объем. %  $\text{H}_2$ ) в гипербазитах на глубине 1100-1350 м практически соответствуют свободно выделяющимся газам; во-вторых, горизонты с максимальным содержанием метана в гипербазитах совпадают с уровнями максимального выделения свободных углеводородов в скважинах. Эти данные позволяют нам утверждать, что происхождение свободных, преимущественно водородных, газов на Кемпирсайском массиве совершенно не обязательно связывать с "мантийными струями" и "водородным дыханием недр" /Уханов и др., 1987/. Источник свободных газов - сами гипербазиты. Определяющую роль при высвобождении газов из гипербазитов играют деформации, вначале пластические - при высоких параметрах, а затем хрупкие - с образованием трещин и накоплением в них свободных газов. Механизм перераспределения и концентрации газов (и в частности метана) в гипербазитах описан ранее /Офиолитовая ассоциация..., 1982; Гончаренко, Симонов, 1984; Кузнецов, Симонов, 1988/.

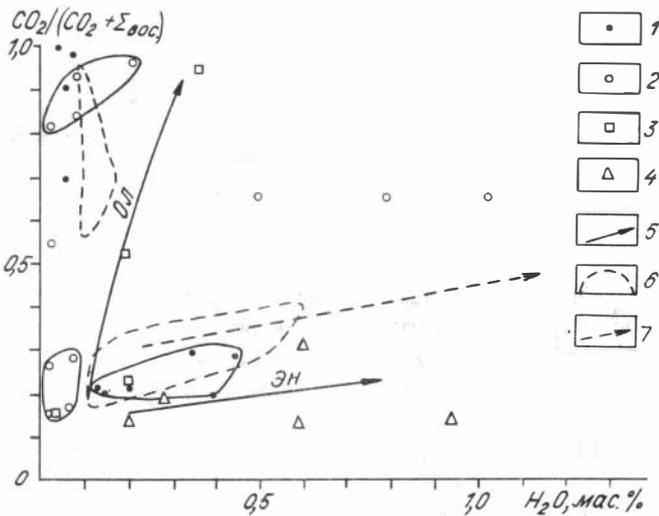
11. Сравнительный анализ скважин с богатыми, убоговкрапленными рудами и с безрудными гипербазитами показал, что наиболее газоопасными с возможным выделением свободных газов (преимущественно водорода) являются глубокие горизонты (ниже 1100-1200 м) рудоносных участков Кемпирсайского массива. Присутствие богатой руды, таким образом, становится определяющим фактором для генерации свободных водородных газов.

12. По особенностям распределения летучих (минимумы  $\text{H}_2\text{O}$  и газонасыщенности, максимумы  $\text{H}_2$  и ореолы  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$  и  $\text{N}_2$  во вмещающих гипербазитах и т.п.) можно предсказывать наличие крупных рудных тел на расстоянии 40-50 м.

Помимо материала хромитовых месторождений Кемпирсайского массива (Южный Урал) наиболее представительные данные получены по хромитам Корякии (массивы горы Красной и Чирынай)\*.

Особенности составов летучих в хромитах различных офиолитовых ассоциаций рассматриваются с помощью двух диаграмм (степень окисленности -  $H_2O$  и  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$ ) в сравнении с данными по эталонным объектам Кемпирсайского массива (богатые руды м-ния "Алмаз-Жемчужина" и убоговкрапленные м-ния "Геофизическое-12").

На диаграмме степени окисленности -  $H_2O$  (рис.94) хромиты горы Красной (Корякия) как рудные, так и акцессорные разбиваются на две группы, в целом соответствующие хромитам богатых руд Кемпирсайского массива. В оливинах горы Красной при незначительном повышении  $H_2O$  резко растет степень окисленности летучих. В энстатитах наблюдается иная зависимость - при значительном росте  $H_2O$  степень окисленности увеличивается слабо. Тренд изменения летучих в оливинах ближе к характеристикам акцессорных хромитов, а в энстатитах - к рудным (гора Красная).



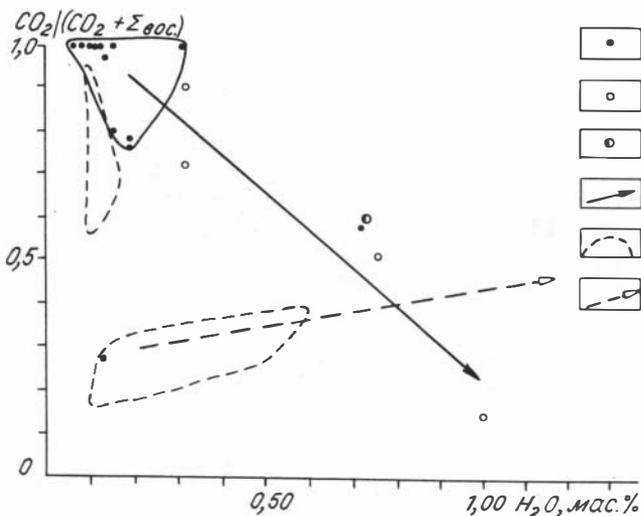
Р и с. 94. Зависимость степени окисленности летучих от содержания  $H_2O$  в хромитах, оливинах и энстатитах массива горы Красной (Корякия):

- 1 - рудные и 2 - акцессорные хромиты; 3 - оливины; 4 - энстатиты;
- 5 - тренды изменения составов летучих в оливинах (Ол) и энстатитах (Эн); 6 - поле богатых руд Кемпирсайского массива;
- 7 - тренд изменения составов летучих в хромитах убоговкрапленных руд Кемпирсайского массива.

\* Образцы Г.Г.Дмитренко.

Хромиты Малого Кавказа характеризуются высокими содержаниями  $H_2O$  (более 1,5 %), что резко отличает их от всех других.

Для хромитов Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецкий Алатау, Западная и Южная Тува, Восточный Саян) устанавливается падение степени окисленности летучих при накоплении воды - обратная картина по сравнению с хромитами Кемпирсайского массива (рис.95).



- 1 Р и с. 95. Зависимость степени окисленности летучих от содержания  $H_2O$  в хромитах Алтае-Саянской области, Малого Кавказа и Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал):

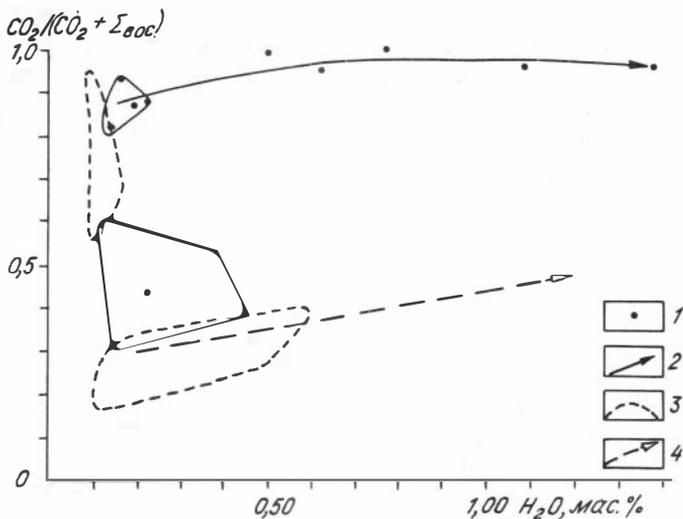
1 - хромиты Войкаро-Сыньинского массива; 2 - хромиты Алтае-Саянской области; 3 - хромиты Малого Кавказа; 4 - тренд изменения составов летучих в хромитах Алтае-Саянской области; 5 - поле богатых руд Кемпирсайского массива; 6 - тренд изменения составов летучих в хромитах убоговкрапленных руд Кемпирсайского массива.

Хромиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)\* близки по характеристикам к окисленной группе богатых руд Кемпирсайского массива - при незначительном содержании  $H_2O$  обладают высокой степенью окисленности летучих. Они находятся как бы в начале тренда хромитов Алтае-Саянской складчатой области (см. рис.95).

Хромиты Наранского массива (Монголия) разбиваются на две группы (рис.96): восстановленная располагается между восстановленными и окисленными полями хромитов Кемпирсайского массива; в окисленной при незначительном повышении степени окисленности летучих сильно растет содержание  $H_2O$  (от 0,2 до 1,3 %).

На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (рис.97) рудные хромиты горы Красной частично перекрывают поле богатых руд Кемпирсайского массива, смещаясь в сторону  $CO$ . Тренд изменения составов летучих в оливинах и аксессуарных хромитах совпадает, изменяясь через промежуточные значения от восстановленных к окисленным летучим и очень близок к тренду богатых руд Кемпирсайского массива. Энстатиты горы Красной формируют компактное поле с наиболее восстановленными летучими.

\* Образцы А.И.Гончаренко.

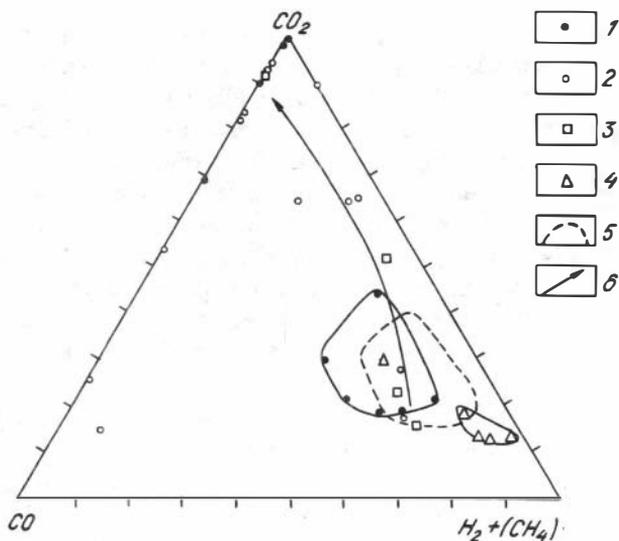


Р и с. 96. Зависимость степени окисленности летучих от содержания  $H_2O$  в хромитах Наранского массива (Монголия):

1 - хромиты Наранского массива; 2 - тренд изменения составов летучих в хромитах Наранского массива; 3 - поле богатых руд Кемпирсайского массива; 4 - тренд изменения составов летучих в хромитах убоговкрапленных руд Кемпирсайского массива.

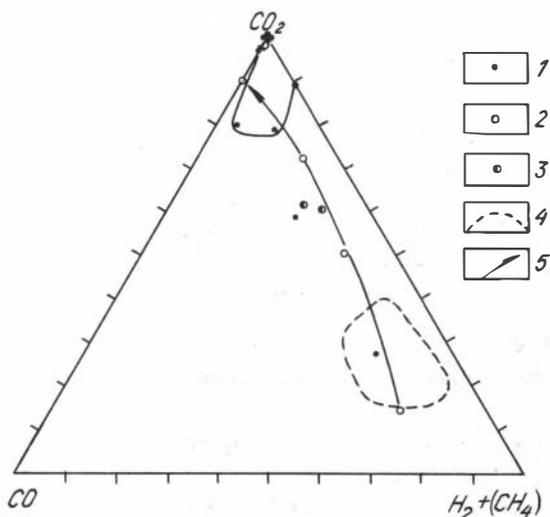
Р и с. 97. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для хромитов, оливинов и энстатитов массива горы Красной (Корякия):

1 - рудные и 2 - аксессуарные хромиты; 3 - оливины; 4 - энстатиты; 5 - поле богатых руд Кемпирсайского массива; 6 - тренд изменения составов летучих в аксессуарных хромитах и в оливинах.



Характерно резкое отличие составов летучих в пироксенитах и связанных с ними хромитах, где наблюдается преобладание окиси углерода.

Хромиты Алтае-Саянской складчатой области располагаются на линейном тренде изменения составов летучих от поля богатых руд Кемпирсайского массива до сильно окисленных (рис.98).



Р и с. 98. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для хромитов Алтае-Саянской области, Малого Кавказа и Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал):

1 - хромиты Войкаро-Сыньинского массива, 2 - Алтае-Саянской области, 3 - Малого Кавказа; 4 - поле богатых руд Кемпирсайского массива; 5 - тренд изменения состава летучих в хромитах Алтае-Саянской области.

Хромиты Войкаро-Сыньинского массива тяготеют в основном к вершине  $CO_2$ . Отдельные анализы располагаются вблизи тренда хромитов Алтае-Саянской области.

Хромиты Малого Кавказа близки в основном по своим характеристикам к особенностям летучих в хромитах Алтае-Саянской области.

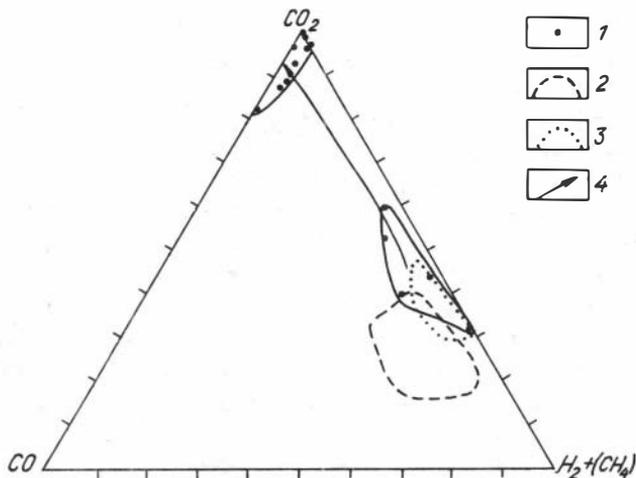
Хромиты Наранского массива разбиваются на две группы. Хромиты с окисленными летучими в целом совпадают с окисленными хромитами других регионов; группа хромитов с восстановленным флюидом близка к убоговкрапленным рудам Кемпирсайского массива (рис.99). В общем тренд изменения летучих от восстановленных к окисленным отличается от хромитов других регионов своим расположением ближе к стороне  $CO_2-H_2$ , т.е. хромиты Наранского массива обеднены по сравнению с хромитами других офиолитовых ассоциаций окисью углерода.

В целом сравнительный анализ составов летучих компонентов в хромитах офиолитовых ассоциаций показал следующее:

1. Хромиты практически всех рассмотренных офиолитовых ассоциаций разбиваются на две группы: с окисленными и восстановленными летучими, с промежуточными значениями и преобладанием одной из групп в конкретных офиолитовых ассоциациях.

Р и с. 99. Диаграмма  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2+(\text{CH}_4)$  для хромитов Наранского массива (Монголия):

1 - хромиты Наранского массива; 2 - поле богатых и 3 - убоговкрапленных руд Кемпирсайского массива; 4 - тренд изменения составов летучих в хромитах.



2. По особенностям взаимосвязей воды и степени окисленности летучих наиболее близки к хромитам Кемпирсайского массива хромиты Корякии (массив горы Красной). Для хромитов других офиолитовых ассоциаций имеются свои характерные отличия от эталонных объектов Кемпирсайского массива.

3. На диаграмме  $\text{CO}-\text{CO}_2-\text{H}_2+(\text{CH}_4)$  для большинства офиолитов хромиты имеют тренды изменения составов летучих от восстановленных к окисленным, в целом совпадающие с трендом, характерным для хромитов богатых руд Кемпирсайского массива, только хромиты Монголии (Наранский массив) больше соответствуют убоговкрапленным рудам.

4. Устанавливается соответствие трендов изменения составов летучих в хромитах и сосуществующих оливинах и резкое отличие характеристик летучих в хромитах и сосуществующих пироксенах.

Результаты наших исследований хромитов в офиолитовых ассоциациях можно сформулировать в нескольких основных положениях.

1. Установлены закономерные связи хромитового оруденения с летучими компонентами, четко отличающимися от газов во вмещающих ультрабазитах прежде всего значительно большим накоплением  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$ . Для крупных рудных тел характерны ореолы "рассеивания" ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ), предрудные максимумы ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ , степень окисленности) и минимумы ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ), а также резкая смена характеристик летучих ( $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ) в подрудных интервалах в отличие от надрудных, отражающая главным образом скачкообразное изменение степени окисленности газов. Рудные тела располагаются на резкой границе, возможно на своеобразном геохимическом барьере, где изменяются практически все свойства летучих. В случае убоговкрапленных руд летучие ( $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  и др.), с одной стороны, показывают определенные связи с "рудными" зонами, а с другой - ( $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ) ведут себя как в безрудных гипербазитах. В безрудных участках, находящихся рядом с руд-

ными телами, наблюдаются отчетливые изменения  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  (похожие на ослабленные характеристики богатых руд), фиксирующие "рудные" зоны.

Внутри крупных рудных тел летучие компоненты ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ) фиксируют сложное, часто зонально-симметричное строение. С помощью летучих можно выделить несколько (до 4-5) "слоев". Содержание восстановленных газов ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ) в рудной зоне растет при переходе от бедных руд к богатым.

Намечается общая закономерность для хромитов Кемпирсайского массива независимо от характера оруденения (богатые или убоговкрапленные руды) - рудные хромшпинелиды с повышенным содержанием хрома имеют больше восстановленных газов, т.е. с уменьшением хромистости минералов растет окисленность флюида.

2. Установленные закономерности связи (по составам и количеству) летучих компонентов в гипербазитах со свободными газами на соответствующих горизонтах позволяют нам объяснить происхождение свободных, существенно водородных, газов в результате высвобождения летучих из гипербазитов при их деформациях. Сравнительный анализ скважин с рудными и безрудными гипербазитами показал, что наиболее газоопасными, с возможным выделением водорода, являются глубокие горизонты (ниже 1100 м) - рудоносных участков Кемпирсайского массива. Не исключается вероятность появления водородных газов и на более высоких уровнях, но основной их источник находится на глубине.

3. Сравнительный анализ характеристик газов в хромитах Кемпирсайского массива с данными по хромитам других регионов (Полярный Урал, Алтае-Саянская складчатая область, Корякия и Монголия) показал, что составы и поведение летучих компонентов в хромитах подчиняются общим закономерностям, установленным для Кемпирсайских месторождений. Наиболее близки по особенностям летучих компонентов к богатым рудам Кемпирсайского массива хромиты Корякии (Красногорский массив). Хромиты Монголии (Наранский массив) более соответствуют убоговкрапленным рудам Кемпирсайского массива.

### **Платиноиды и золото**

Приуроченность благородных металлов к офиолитовым ассоциациям общеизвестна. В последнее время появилось значительное количество работ, посвященных платиноидам, связанным в основном с гипербазитами офиолитов /Лазько и др., 1981; Грановский и др., 1983; Котляр и др., 1983; Дмитренко и др., 1985, 1987; Крячко, 1985; Рудашевский, Мочалов, 1985; Конников и др., 1987; Сидоров и др., 1987; Якубов, Мусаева, 1988; Economou, 1983, 1987; Page et al., 1983, 1985; Stockman, Hlava, 1984; Prichard et al., 1985; Prichard, Tarkian, 1986; Moring et al., 1987; Auge, 1988/. Все чаще появляются данные о распределенных в породах офиолитовых ассоциаций не только платиноидов, но и золота /Коробейников, Гончаренко, 1986; Слипченко и др., 1987; Bulsson, Leblanc, 1987; Hannington et al., 1988/.

Нами исследовались летучие компоненты, связанные с платиноидами и золотом в Кемпирсайском гипербазитовом массиве (Южный Урал), и газы, содержащиеся непосредственно в платиноидах из офиолитов Восточного Саяна.

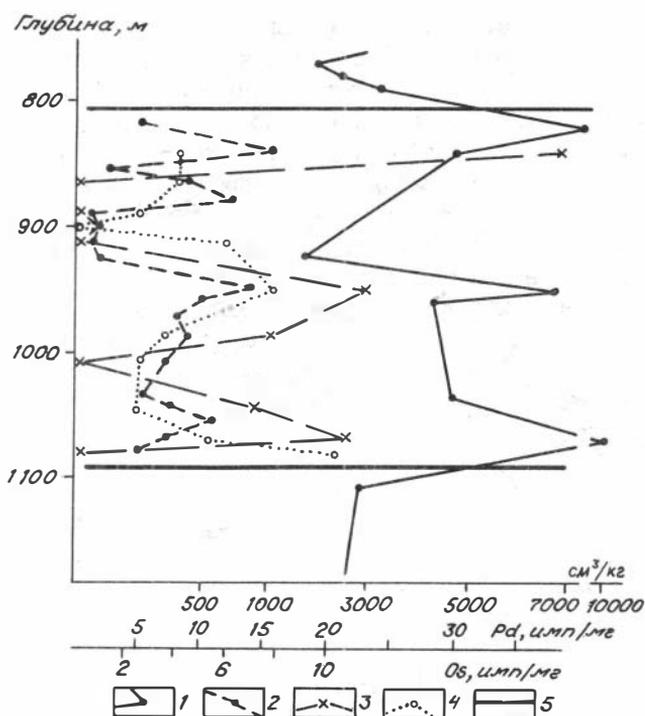
## Кемпирсайский массив

Новые и важные с практической точки зрения результаты по платиноидам Кемпирсайского гипербазитового массива получены Ю.А.Волченко с соавторами /Волченко, Неустроева, 1985; Волченко, Вигоров, 1987/. В связи с этим нам представляется интересным рассмотреть вопрос о связи платиноидов Кемпирсайского массива с летучими компонентами, которые, по всей вероятности, играли определяющую роль при переносе и концентрации этих металлов.

Образцы хромитов, отобранные по разрезу скв.222 месторождения "Алмаз-Жемчужина" (рудный интервал), исследованы нейтронно-активационным методом на платиноиды (Pd, Os и др.) и другие элементы (Cr, Na, Mn и др.) (аналитик С.В.Ковязин). При сравнении распределения этих элементов с данными по летучим компонентам удалось выяснить определенные взаимосвязи между ними. Максимальные концентрации платиноидов (Pd, Os) хорошо совпадают с пиковыми значениями общей газонасыщенности хромитов (рис.100). Учитывая, что основной вклад в эти максимумы вносит водород, мы можем достаточно уверенно говорить о прямой связи содержаний  $H_2$  в хромитах с концентрациями в них платиноидов. Другие восстановленные газы ( $CH_4$ , CO) близки по особенностям распределения к водороду. Таким образом, в хромитах устанавливается прямая связь содержаний восстановленных летучих ( $H_2$ ,  $CH_4$ , CO) с количеством платиноидов (Pd, Os).

Р и с. 100. Соотношение содержания Pd, Os и газонасыщенности ( $см^3/кг$ ). Рудный интервал скв.222, м-ние "Алмаз-Жемчужина". По платиноидам использованы данные С.В.Ковязина:

1, 2 - газонасыщенность (сумма всех газов кроме  $H_2O$ ) гипербазитов (1) и хромитов (2); 3, 4 - содержания палладия (3) и осмия (4) в хромитах (в усл. ед.); 5 - границы рудного интервала.



Содержания платиноидов и золота в хромитах и гипербазитах Кемпирсайского массива исследовались также атомно-абсорбционным методом (аналитики Н.А.Шугурова и В.Г.Цимбалист). При сопоставлении данных с результатами газовой хроматографии удалось выяснить следующее:

1. Устанавливаются отчетливые связи содержаний благородных металлов (платиноиды и золото) с определенными характеристиками летучих в хромитах и ультрабазитах Кемпирсайского массива .

2. В хромитах для Pd, Os установлена прямая связь с восстановленными газами. Собственно Pt обладает обратной корреляционной зависимостью от содержаний  $H_2$  и суммы газов (кроме  $H_2O$ ). Золото в хромитах прямо связано с содержаниями воды и имеет обратную зависимость от отношения  $H_2O/CO_2$ .

3. В гипербазитах Pt имеет положительные корреляционные связи с  $H_2O/CO_2$ . С  $H_2O$  связи у Pt не значимы. Для Au в гипербазитах устанавливаются положительные связи с  $H_2O/CO_2$  и отрицательные с  $H_2O$ . Наши результаты по преимущественно отрицательной связи Pt и Au с  $H_2O$  в гипербазитах подтверждаются данными Ф.П.Леснова, В.Г.Цимбалист /1983/, установивших для гипербазитовых массивов Монголии обратные корреляционные зависимости содержания Pt от серпентинизации.

### Восточный Саян

Методом газовой хроматографии нами изучались зерна осмистого иридия, отобранные М.И.Цыпуковым из россыпей в районе развития офиолитовой ассоциации Восточного Саяна. Исследования показали, что платиноиды имеют незначительное количество воды (0,06-0,57 мас.%), практически аналогичное содержание ее в неизменных минералах (оливин, энстатит, хромит) офиолитовых ассоциаций (в качестве примера можно взять офиолиты горы Красной, Корякия). Необходимо отметить полное отсутствие метана и азота и редкое появление водорода. Значения степени окисленности летучих выдержаны (в среднем около 0,40) и показывают преобладание восстановленных летучих, главную роль среди которых играет CO. Отношения  $H_2O$  к  $CO_2$  низкие (среднее - 11,04), что свидетельствует о высокой роли  $CO_2$ . На диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  точки составов летучих в осмистом иридии Восточного Саяна располагаются в основном на стороне  $CO-CO_2$ , резко отличаясь от характеристик газов в гипербазитах и хромитах всех изученных нами офиолитовых ассоциаций.

### Хризотил-асбест

Исследовался хризотил-асбест Актоврацкого (Западная Тува) и Саянского (Западный Саян) месторождений.

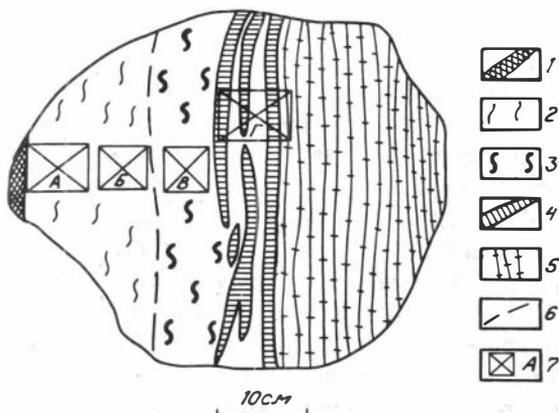
Актоврацкий асбестоносный массив гипербазитов является составной частью офиолитовой ассоциации Западной Тувы. Располагается он среди эффузивно-осадочных толщ, сложенных преимущественно измененными вулканитами, реже

встречаются песчаники, сланцы, известняки. Массив вытянут в широтном направлении и занимает площадь около 1,5 км<sup>2</sup> при длине около 3,5 км и ширине от 200 до 500 м /Месторождения..., 1967/, сложен преимущественно в различной степени серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами). Наблюдается зональное строение массива с расположением наиболее свежих гипербазитов в центре и серпентинитов в краевых частях.

Морфология асбестовых залежей Актотвракского месторождения сходна со строением залежей Баженовского: в центре располагаются перидотитовые ядра, а по бокам - зонально-построенные асбестоносные залежи. Можно выделить несколько типов асбестового оруденения. В центральных частях Актотвракского массива преобладают участки с асбестоносностью типа сложных жил, далее - типа мелкой сетки и в приконтактных зонах обычно присутствует асбестоносность типа мелких просечек. Образцы для исследований были отобраны по всей площади месторождения с опробованием всех типов асбестоносности. Сделаны детальные разрезы вкрест простирания сложных отороченных жил (рис.101).

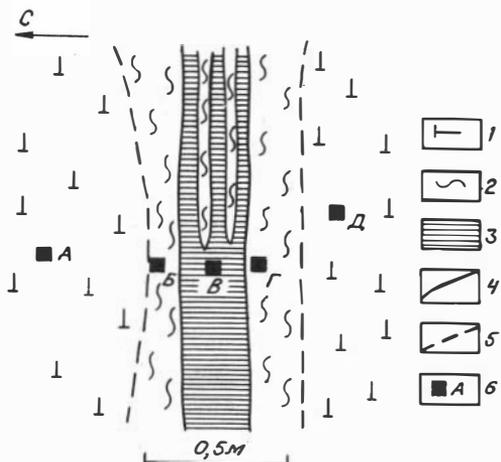
Р и с. 101. Строение сложной отороченной жилы. Зарисовка глыбы, содержащей половину отороченной жилы, Актотвракское месторождение:

1 - корка выветривания серпентинитов; 2 - темные апоперидотитовые серпентиниты; 3 - травяно-зеленые серпентиниты; 4 - прожилки асбеста (более 0,5-1,0 см); 5 - серия очень мелких прожилков (менее 0,5 см); 6 - примерная граница между разновидностями серпентинитов; 7 - места отбора образцов.



Саянское месторождение хризотил-асбеста располагается на западном склоне одного из отрогов Куртушибинского хребта (Западный Саян) в верховьях р.Коярд. Оно находится на северном окончании Иджимского ультрабазитового массива, где приурочено к мощной (до 300 м) полосе серпентинитов с ядрами серпентинизированных пород дунит-гарцбургитового комплекса /Сибилев, 1980/. Вмещающими для асбестоносных гипербазитов являются измененные эффузивы основного состава, переслаивающиеся с кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами.

Нами исследовалась Северная асбестоносная залежь - крупнейшая на месторождении. Она имеет зональное строение. Непосредственно контактируют с породами дунит-гарцбургитового комплекса участки с отороченными жилами. Далее идет асбестоносность типа крупной сетки, сменяющаяся ближе к контактам с вмещающими породами, серпентинитами с мелкосетчатыми проявлениями асбеста. Образцы для исследований были отобраны по разрезу в целом через Северную залежь, а также детально опробованы отороченные жилы (рис.102).



Р и с. 102. Строение простой отороченной жилы. Расчистка по линии N 22 Северной залежи:

1 - гарцбургиты; 2 - серпентиниты; 3 - жила хризотил-асбеста; 4 - границы жилы; 5 - примерные, нечеткие границы; 6 - точки отбора образцов.

На Актотварском месторождении было проведено комплексное исследование хризотил-асбеста с применением методов термобарогеохимии, рентгенографии, термического анализа и ИК-спектроскопии. Работы велись в тесном контакте с сотрудниками комбината Туваасбест, и решались в первую очередь задачи, необходимые для производства; одна из них связана со свойствами асбеста, затрудняющими успешную работу комбината и дающими в итоге значительные убытки. Суть дела в том, что летом обогащение идет хорошо и асбест высоких сортов выходит в достаточном количестве и нужного качества. Зимой та же самая руда обогащается очень плохо: асбест становится ломким и при мелком дроблении значительная часть волокон ломается, истирается, уходит в пыль и отвалы. Продукт содержит много пыли и выход высоких сортов небольшой. В связи с этим перед нами была поставлена задача: выяснить, что происходит с асбестом в зимних условиях (при низких температурах) и как это влияет на прочность-хрупкость асбеста.

Образцы свежего длиноволокнистого асбеста изучались в специально сконструированных установках при температурах до  $-195,8^{\circ}\text{C}$ . На вакуумном декрепитометре определен интервал температур ( $+5-8^{\circ}\text{C}$  -  $-30^{\circ}\text{C}$  ;  $-40^{\circ}\text{C}$ ) при охлаждении, когда асбест наиболее интенсивно сорбирует газы (и воду). Установлено, что только с  $-30^{\circ}\text{C}$  ;  $-25^{\circ}\text{C}$  при нагревании от  $-195,8^{\circ}\text{C}$  асбест начинает отдавать в ощутимых количествах газы и воду.

Хроматографический анализ хризотил-асбеста при низких температурах показал, что асбест сорбирует  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$ . При нагревании от  $-195,8^{\circ}\text{C}$  (температура жидкого азота, используемого в качестве охлаждающего агента) с  $-170$  до  $-50^{\circ}\text{C}$  выделяется значительное количество  $\text{CO}_2$ . В этом же интервале выделяются  $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$ , а от  $-50$  до  $0^{\circ}\text{C}$  только  $\text{H}_2\text{O}$ , при  $0$  +  $50^{\circ}\text{C}$  - все газы.

Термический анализ (ДТА) при отрицательных температурах показал наличие нескольких эндотермических пиков при исследовании асбеста от  $-195,8$  до  $+100^{\circ}\text{C}$ ; при  $T = -45$ ;  $+27$ ;  $+96^{\circ}\text{C}$ .

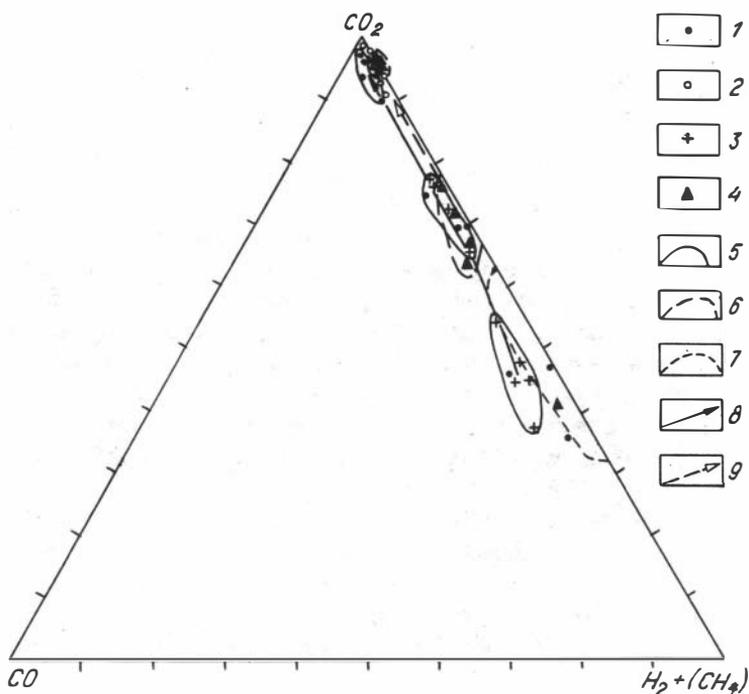
Наиболее информативными оказались исследования хризотил-асбеста при низкой температуре с помощью рентгенографии и инфракрасной спектроскопии, проведенные в лаборатории рентгенографии и молекулярной спектроскопии ОИГГМ СО РАН, г.Новосибирск. По данным порошковой дифрактометрии исследованный хризотил-асбест относится к клинохризотилу и характеризуется тремя пространственными группами с едиными законами дифракционного погасания  $C_{2h}^3 = C_2/m$ ;  $C_s^3 = C_m$  или  $C_2^3 = C_2$ . Уточнено, что пространственная группа исследуемого образца хризотил-асбеста - это центросимметричная пространственная группа  $C_{2h}^3 = C_2/m$ . Изучение асбеста при отрицательной температуре с помощью инфракрасной спектроскопии показало, что при температурах около  $-20 \div -45$  °С происходит фазовый переход с некоторым упорядочением структуры, сопровождающийся потерей центра инверсии. Пространственная группа для низкотемпературного хризотил-асбеста соответствует нецентросимметричной пространственной группе, т.е.  $C_2^3 = C_2$  или  $C_s^3 = C_m$ . Изменение в структуре в свою очередь приводит к увеличению хрупкости минерала. Наблюдаемый фазовый переход обратим: при повышении температуры до комнатной спектр полностью восстанавливается.

В результате исследований выяснены важные особенности поведения хризотил-асбеста при низких температурах. Определен характер его взаимодействия с воздухом и парами воды при отрицательных температурах. Установлен фазовый переход, изменяющий структуру хризотил-асбеста при понижении температуры до  $-20 \div -45$  °С. Преобразование структуры асбеста приводит к изменению его свойств и, в частности, резко увеличивается хрупкость. Именно с этим, неизвестным ранее переходом мы связываем ухудшение сортности и увеличение потерь асбеста при обогащении в зимних условиях. Изменения структуры асбеста обратимы с повышением температуры, поэтому летом все процессы переработки руды идут нормально.

Закономерности составов и распределения летучих компонентов в хризотил-асбестах и асбестоносных гипербазитах Актотракского и Саянского месторождений исследовались с помощью газовой хроматографии.

Наиболее общие особенности летучих хорошо видны на диаграмме  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  (рис.103). Гипербазиты Саянского месторождения разделяются на три группы: первая наиболее восстановленная (около 50 %  $CO_2$ ) близка к гипербазитам Кемпирсайского массива, но четко отличается большей ролью  $CO$ . Здесь же располагается основная часть асбеста. Вторую, более окисленную (70-80 %  $CO_2$ ) группу формируют гипербазиты и асбесты, и в самой окисленной (более 90 %  $CO_2$ ) располагаются только гипербазиты. В Актотракском месторождении все гипербазиты содержат окисленный флюид (при полном отсутствии водорода), а асбесты разбиваются на две группы: часть попадает во второе поле Саянского месторождения (с 70-80 %  $CO_2$ ) и часть приурочена к полностью окисленным разностям.

На диаграмме зависимости содержания метана во флюиде от степени окисленности летучих (рис.104) асбесты Саянского месторождения формируют одну группу с колебаниями значений  $CH_4 = 2,5-5$  %, причем наблюдается прямая зависимость содержания  $CH_4$  от степени окисленности. В асбестах и гипербазитах Актотракского месторождения обратная картина - с ростом степени окисленности падает содержание метана (от 16 до 3,6 %). В целом по особенностям распределения метана асбесты и



Р и с. 103. Диаграмма  $CO-CO_2-H_2+(CH_4)$  для хризотил-асбеста и вмещающих гипербазитов:

1 - гипербазиты офиолитов Куртушибинского хребта (Западный Саян); 2 - гипербазиты Актоврацкого месторождения хризотил-асбеста (Западная Тува); 3 - асбест Куртушибинского хребта; 4 - асбест Актоврацкого месторождения; 5 - поля составов летучих в породах офиолитов Куртушибинского хребта; 6 - поле составов летучих в асбесте Актоврацкого месторождения; 7 - поле гипербазитов Кемпирсайского массива (Южный Урал); 8 - тренд изменения летучих в породах офиолитов Куртушибинского хребта; 9 - тренд изменения летучих в асбесте Актоврацкого месторождения.

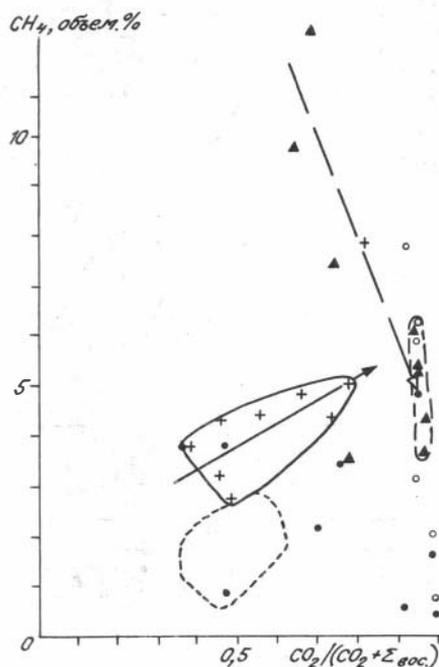
породы Саянского и Актоврацкого месторождений четко отличаются от гипербазитов Кемпирсайских хромитоносных массивов.

Хризотил-асбесты разных типов оруденения отличаются по характеру летучих компонентов, особенно отчетливо это видно на примере Актоврацкого месторождения. Здесь асбесты из сложных жил обладают более окисленными летучими и содержат минимальное количество метана во флюиде, формируя компактную группу (см. рис.104), в отличие от асбестов из просечек, мелкой сетки и простых жил.

Для всех типов асбестоносности Саянского месторождения (мелкая и крупная сетки, отороченные жилы) содержания водорода в асбестах значительно выше ( $1030-2550 \text{ см}^3/\text{кг}$ ), чем в сосуществующих гипербазитах ( $240-870 \text{ см}^3/\text{кг}$ ). В Актоврацком

месторождении водород в гипербазитах отсутствует, в то же время для асбестов он характерен, изменяясь по содержанию в широких пределах (240-2650 см<sup>3</sup>/кг).

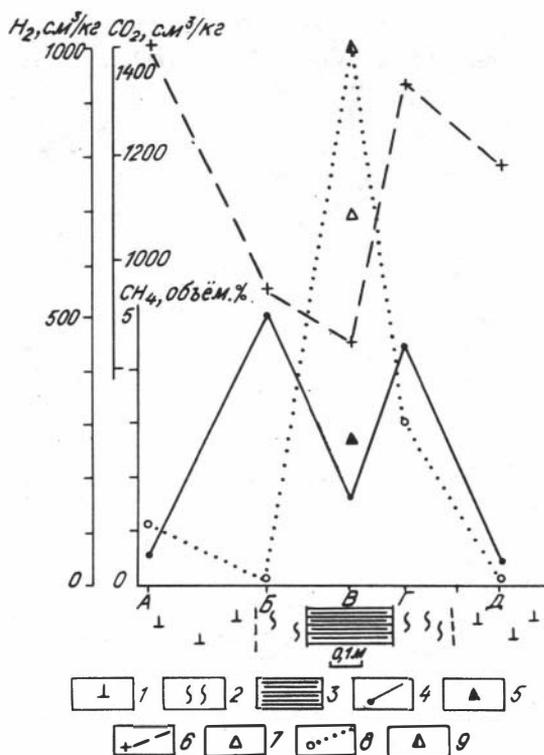
Р и с. 104. Зависимость содержания метана во флюиде от степени окисленности летучих в хризотил-асбесте и вмещающих гипербазитах. Усл. обозн. см. на рис.103.



Исследования летучих компонентов в образцах, отобранных по детальным разрезам через асбестовые жилы Саянского месторождения, позволили установить зонально-симметричное распределение летучих (рис.105). Содержание водорода минимально во вмещающих гипербазитах и резко возрастает вблизи и в самой жиле. Количество метана также минимально для вмещающих гипербазитов (0,5 % во флюиде), ближе к жиле, в серпентинитовых оторочках, наблюдаются "предрудные" максимумы (до 5 %) и в самой жиле относительный минимум (1,6 % - гипербазиты, 2,7 % - асбест). В случае CO<sub>2</sub> также наблюдаются "предрудные" максимумы и минимумы в самой жиле. Подобное поведение летучих около асбестовых жил характерно и для Актювракского месторождения.

Результаты исследований хризотил-асбеста следующие:

- 1) устанавливается прямая связь летучих компонентов (метан, двуокись углерода, водород) с асбестовыми проявлениями;
- 2) по особенностям составов и распределения летучих асбестоносные гипербазитовые массивы хорошо отличаются от неасбестоносных (в частности хромитоносных) ультраосновных массивов;



Р и с. 105. Распределение летучих компонентов по разрезу простой отороченной жилы асбеста, Саянское месторождение (см.рис. 102) : 1 - перидотиты; 2 - серпентиниты; 3 - жила хризотил-асбеста; 4,5 - содержание метана во флюиде в гипербазитах (4) и в асбесте (5); 6, 7 - содержание  $CO_2$  в гипербазитах (6) и в асбесте (7); 8, 9 - содержание  $H_2$  в гипербазитах (8) и в асбесте (9).

3) хризотил-асбест Саянского месторождения (Западный Саян) отличается по поведению летучих (метан и степень окисленности) от асбестов Актотракского (Западная Тува);

4) летучие компоненты в разных типах асбестоносности имеют свои характерные черты. Особенно четко отличаются сложные жилы от других типов оруденения;

5) выявлено зональное распределение летучих ( $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $H_2$ ) вокруг асбестовых жил с образованием "рудных" и "предрудных" максимумов и минимумов.

### Демантоиды

Методами термобарогеохимии исследовались демантоиды Куюльского массива (Корякия) и гранаты о-ва Карагинский (Восточная Камчатка).

Среди пород офиолитовой ассоциации о-ва Карагинский (Восточная Камчатка) встречены проявления гранатов, по внешнему облику похожих на демантоиды. Светлые кристаллы формируют друзы небольших размеров. По данным рентгеноструктурного анализа гранаты соответствуют практически чистым гроссулярам с небольшой примесью железа /Симонов и др., 1986в/.

В кристаллах гранатов были найдены включения минералообразующих сред двух типов. Газово-жидкие включения первого типа располагаются группами, зональные, первичные. Размеры 10-15 мкм. Формы включений - очень правильные октаэдры. Во втором случае двухфазовые газово-жидкие мнимовторичные включения образуют цепочки. Размеры от 5 до 20 мкм. Формы плоские. Термометрические исследования показали, что для первичных включений температуры гомогенизации составляют 270-290 °С, несколько ниже у мнимовторичных - 250-260 °С. С помощью криометрии установлено преобладание в минералообразующих растворах солей кальция с концентрациями 10-15 %. Минимальные давления были около 100 атм.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить, что гранаты (гроссуляры) из офиолитов о-ва Карагинский образовались с помощью растворов кальция при температурах свыше 270-290 °С и давлении более 100 атм. В составе газовой фазы минералообразующих растворов, по данным хроматографии, присутствовал в преобладающем количестве (до 83 объем.%) водород.

В Куюльском массиве (Корякия) демантоиды приурочены в основном к проявлениям диопсидитов среди серпентинитов /Кокарев и др., 1984/. Встречаются довольно крутые кристаллы демантоидов размерами до 4-5 мм и более. При исследовании под микроскопом в них найдены только вторичные газово-жидкие включения с температурами гомогенизации до 200 °С.

Исследования летучих компонентов с помощью газовой хроматографии показали, что демантоиды Куюльского массива в среднем содержат воды столько же (0,07 %), сколько и гранаты о-ва Карагинский. Можно отметить значительно большую роль  $\text{CO}_2$  (до 49 объем. %) и, соответственно, меньшую  $\text{H}_2$  (50-70 объем. %) во флюиде в демантоидах по сравнению с гранатами о-ва Карагинский. Четко отличаются демантоиды наличием азота, который в гранатах о-ва Карагинский отсутствует.

В целом для гранатов Куюльского массива и о-ва Карагинский термобарогеохимические исследования показали, что температуры минералообразующих растворов были относительно невысокими (минимальные оценки около 270-290 °С) и в составе летучих компонентов растворов большую роль играл водород, это говорит, во-первых, о высоковосстановленной обстановке формирования гранатов, и, во-вторых, о глубинном источнике минералообразующих флюидов.

## Глава 9. УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ОФИОЛИТОВ

Сложность состава и строения офиолитов свидетельствуют о богатой истории их становления в результате тектонических, петрологических, химических и других процессов, составляющих общую картину их генезиса. Основное внимание в данной работе уделено петрологическим процессам. Условия образования горных пород, составляющих офиолиты, колеблются от высоких давлений (более 10 кбар) до нескольких атмосфер, от температур свыше 1400 °С до нескольких градусов, а по фациальной обстановке - от мантийной до осадочной морской и субаэральной. Для решения генетических проблем столь сложного объекта, как офиолиты, наиболее перспективным представляется комплексный подход, основанный на геологических, петрологических и геохимических данных с широким использованием методов термобарогеохимии. Главным образом термобарогеохимические исследования дали основной объем оригинальной информации об условиях петрогенезиса офиолитов.

В целом по особенностям петрогенезиса, в составе офиолитов можно выделить две основные группы пород: тектонизированные гипербазиты основания офиолитовых ассоциаций ("метаморфические перидотиты" по Р.Г.Колману), генезис их во многом дискусионен, и базит-гипербазитовые комплексы (расслоенные тела, дайки, эффузивы и т.п.), в которых для большинства пород участие магматических процессов несомненно.

Условия формирования пегматитов негранитного состава (дунит-, пироксенит-, габбро-пегматиты) исследовались нами для объектов как в гипербазитовой части офиолитов, так и среди преимущественно базитовых комплексов.

Генетические особенности полезных ископаемых рассмотрены в основном для случаев (хромиты, асбест), связанных с гипербазитами.

### Гипербазиты

Обзор гипотез образования гипербазитов, слагающих основания офиолитовых ассоциаций, приведенный в гл.1, показывает разнообразие представлений о генезисе этих пород. В последние годы исследователи разделились на две основные группы, придерживающиеся противоположных точек зрения. Одни ученые предполагают образование гипербазитов путем кристаллизации ультраосновных расплавов /Зимин, 1973а; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Соболев, 1974; Сутурин, 1978; Маракушев, 1979, 1987, 1988; Иванов, Штенгельмейер, 1982; Иванов, 1983, 1988; Царицын, 1983; Аллахвердиев, Мамедов, 1985; Агафонов, Ступаков, 1986; Абдуллаев, Гумсейнова, 1987; Зимин, Гайденко, 1987; Шихайлибейли и др., 1987; Nigano Hideo, 1977; Hall, 1980/, другие /Гончаренко, 1976, 1977; Петрология..., 1977; Добрецов, 1980; Савельев, Савельева, 1980; Щербаков, 1981; Денисова, 1982; Меляховецкий, 1982; Офиолитовая ассоциация..., 1982; Гончаренко, Симонов, 1984; Ефимов, 1984; Альпинотипные гипербазиты Урала, 1985; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Кузнецов, Симонов, 1988; Магматические... породы, 1988; Симонов и др., 1988; Nicolas et al., 1980; Berry, 1981; Boudier, 1982; Reuber et al., 1984; Nicolas, 1986; Maksimovic, Jovanovic, 1987; Reuber, 1988; и многие другие зарубежные авторы, судя по Р.Г.Кол-

ману, 1979/ поддерживают представления о гипербазитах, как о мантийном рестите, тугоплавком остатке, возникшем в результате частичного плавления неистощенной мантии и внедрившемся в земную кору в твердом состоянии.

Наши исследования офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской области, Монголии и переходной зоны океан-континент с использованием в качестве сравнительного материала данных по офиолитам Троодоса (Кипр), Урала, Южного Тянь-Шаня, Срединно-Атлантического хребта позволили установить ряд геологических, геохимических, термобарогеохимических и других факторов, подтверждающих реститовую гипотезу происхождения гипербазитов основания офиолитов.

**Геологические исследования** всех рассмотренных офиолитовых ассоциаций (более 35 массивов) не позволили установить каких-либо следов внедрения гипербазитов в виде высокотемпературных ультраосновных расплавов. Контактные ореолы термального воздействия гипербазитов на вмещающие породы не отмечены. В большинстве случаев мы имеем дело либо с тектоническими контактами, либо вмещающие толщи практически не изменены вблизи гипербазитовых массивов. В целом, как отмечал еще Ю.А.Кузнецов /1964/, даже очень большие массивы гипербазитов сопровождаются очень слабыми контактными изменениями, что никак не согласуется с внедрением высокотемпературных ультраосновных магм. Контактные явления, отмечаемые сторонниками магматической гипотезы, обычно оказываются связанными с процессами родингитизации /Магматические... породы, 1988/. В других случаях появление зон метаморфических пород, приуроченных обычно к подошвам крупных гипербазитовых массивов /Петрология..., 1977; Панеях, Соболев, 1983; Маракушев, 1988; Jamieson, 1981; Oman ophiolite, 1981; и др./, наиболее вероятно можно объяснить процессами динамотермального метаморфизма при надвиге офиолитов /Магматические... породы, 1988/.

Данные по петрохимии и геохимии редких элементов изученных офиолитов показывают, что гипербазиты основания четко отличаются от ультрамафитов расчлененного комплекса и все попадают в поля тектонитов и "метаморфических перидотитов".

**Совместный анализ петроструктурных и термобарогеохимических** данных позволил оценить параметры деформационных процессов внедрения гипербазитов в земную кору /Гончаренко, Симонов, 1984/. В оливинах гипербазитов были найдены и изучены флюидные включения сжиженных газов (метан, азот) размерами 5-10 мкм, связанные с системами внутрикристаллического скольжения в минералах, реализуемыми предположительно в условиях верхней мантии при температурах около 1000 °С /Raleigh, 1968; Carter, Ave Lallemand, 1970; Carter, 1976; Nicolas, Poirier, 1976/. Образование этих флюидных включений связано с процессами деформаций и течения материала гипербазитов главным образом с помощью миграции дислокаций при высоких параметрах /Офиолитовая ассоциация..., 1982/. Движения дислокаций повышают проницаемость оливинов, перераспределяют связанные летучие. В свою очередь высвобождающиеся флюиды значительно повышают масштабы деформаций /Вернон, 1980; Etheridge et al., 1983; Thompson, 1988/. Мигрирующие дислокации, несущие флюид, накапливаются в более крупных дефектах и на границах зерен /Гегузин, 1974/, образуя флюидные включения размерами в первые микрометры. Подобные механизмы образования флюидных включений рассматривались Г.Х.Гри-

ном и С.В.Радклифом /Green, Radcliffe, 1975/, В.А.Кутолиным /1977, 1982/ и др. Включения высокоплотных сжиженных газов установлены ранее преимущественно в минералах высокометаморфизованных пород /Ермаков, Долгов, 1979/, т.е. по своей сути флюидные включения, изученные нами в оливинах офиолитовых гипербазитов, являются фактически метаморфогенными образованиями. Используя результаты исследования флюидных включений совместно с петроструктурными данными, удалось выяснить, что пластические деформации гипербазитов на ранних этапах их мантийно-коровой эволюции осуществлялись при температурах до 800-1000 °С и давлении до 8-11,5 кбар с участием существенно восстановленных и инертных флюидов.

**Термобарогеохимические исследования** десятков массивов и около тысячи образцов гипербазитов из офиолитов в складчатых областях, в зоне перехода океан-континент и в срединно-океанических хребтах показали полное отсутствие расплавленных включений. Широкий набор различных офиолитовых ассоциаций и достаточно представительная выборка изученных образцов свидетельствуют о том, что отсутствие включений расплавов в минералах гипербазитов не является случайностью или следствием недостаточного объема рассмотренного материала. В то же время в оливинах гипербазитов устанавливаются метаморфогенные флюидные включения высокоплотных сжиженных газов (характерные для высокометаморфизованных пород), сформировавшиеся в ходе деформационных процессов пластического течения вещества гипербазитов при высоких параметрах. Такие термобарогеохимические особенности гипербазитов основания офиолитов прямо свидетельствуют о том, что при их формировании преобладающую роль играли синдеформационные метаморфические процессы. Участие расплава методами термобарогеохимии не подтверждается.

Исследования составов летучих компонентов показали четкие отличия гипербазитов основания офиолитов от ультрамафитов расслоенных комплексов, для которых отмечается близкий характер флюида (очень восстановленного) с габброидами. В гипербазитах летучие либо более окислены, либо не образуют отдельных групп на вариационных диаграммах, располагаясь линейно вдоль трендов изменения составов летучих до полностью окисленных, что является, скорее всего, следствием деформационных процессов, высвобождающих летучие (в первую очередь легкоподвижный водород) компоненты. Именно с процессами деформаций и пластического течения гипербазитов, по нашему мнению, связано выделение свободных газов (главным образом  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$ ), неоднократно отмеченное в ультрабазитовых массивах /Заварицкий, 1926; Бетехтин, 1935; Соколов, 1971; Лидин и др., 1982; Девирц, 1984; Штейнберг, Лагутина, 1984; Уханов и др., 1987; Маракушев, 1988; Neal, Stanger, 1983/. Первоначально растворенные в минералах газы /Сворень, 1984; Freund, 1987; и др./ в условиях пластических деформаций перераспределяются и накапливаются в микро- и макродефектах по механизму, рассмотренному выше для флюидных включений в оливинах гипербазитов.

Таким образом, проведенные комплексные исследования гипербазитов в рассмотренных офиолитах на базе геологических, петрохимических, геохимических данных с использованием экспериментальных методов термобарогеохимии подтверждают реститивную гипотезу формирования гипербазитов основания офиолитов, соглас-

но которой гипербазиты являются фактически метаморфическими породами, проникшими в земную кору путем твердопластического течения кристаллического ультраосновного вещества и никогда не были полностью в расплавленном состоянии, т.е. вполне уместно использовать для них термин Р.Г.Колмана - "метаморфические перидотиты".

### Базит-гипербазитовые комплексы

Вопросы генезиса пород, входящих в комплексы основного, кислого и ультраосновного составов (расслоенные базит-гипербазитовые серии, дайки, эффузивы и т.п. , а также серии кислых и ультраосновных - пикритовых пород), вызывают во многих случаях такую же активную дискуссию, как и формирование гипербазитов основания офиолитов. Особенно это касается **ультрамафитов расслоенных серий**. Среди зарубежных исследователей преобладают гипотезы о кумулятивном происхождении расслоенного комплекса /Колман, 1979; Ophiolites...,1980; Jaques, 1981; Oman ophiolite, 1981; и др./. Большая роль магматических процессов в образовании ультрамафитов отмечается российскими исследователями /Петрология..., 1977; Добрецов, 1980; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Кепежинская и др., 1987; Савельева, 1987; Ферштатер, Пушкарев, 1987; Кузнецов, Симонов, 1988; Маракушев, 1988; и др./. Другая группа ученых придерживаются мнения о преобладании реакционных и метасоматических процессов при формировании ультрамафитов расслоенного комплекса /Морковкина, 1962, 1967, 1974; Пинус, Колесник, 1966; Ефимов, Ефимова, 1967; Альпино-типные гипербазиты..., 1973; Гаврилова, 1977; Коновалова, Прусевич, 1977; Велинский, 1979; Леснов, 1981, 1986, 1988; Пинус, 1983; Ефимов, 1984; Лазько, 1984; Пинус и др., 1984; Варлаков, 1987; Гончаренко, 1989; и др./. Расшифровку генезиса ультрамафитов сильно затрудняют деформационные процессы. Результаты детальных структурных исследований многих офиолитовых ассоциаций Кипра, Омана, Новой Гвинеи, Урала, Алтае-Саянской области, судя по данным Т.Тейера, Р.Джорджа, А.Николя, А.Принцхоффера, С.А.Щербакова /Магматические..., породы, 1988/, Г.Н.Савельевой /1987/ и А.И.Гончаренко /1989/, свидетельствуют о том, что высокотемпературные пластические деформации в тектонизированных перидотитах и ультрамафитах расслоенных комплексов в определенных условиях синхронны. Учитывая также то, что до последнего времени не были найдены прямые доказательства кристаллизации ультрамафитов из расплава (зоны закалки, первичные расплавные включения) /Магматические... породы, 1988/, становится понятным неоднозначное толкование генезиса этих пород.

Наши исследования ультрамафитов также не позволили остановиться на одной какой-либо конкретной модели. В рассмотренных офиолитовых ассоциациях ультрамафиты формируют либо полосы в расслоенном комплексе, чередуясь с габбро, либо образуют отдельные жилообразные неправильной формы тела. Если в первом случае наиболее вероятным магматические процессы дифференциации, то во втором - трудно объяснить возникновение подобных тел только с позиции кумулятивной гипотезы. По петрохимии ультрамафиты разбиваются на две группы, ассоциирующие с тектонизированными гипербазитами и с габброидами. Геохимические данные в большинстве рассмотренных случаях свидетельствуют о магматическом происхож-

дении ультрамафитов. Исследование летучих компонентов показало, что ультрамафиты тяготеют преимущественно к габброидам, формируя с ними одни поля на вариационных диаграммах. Преобладают, как и в случае габбро, очень восстановленные летучие. Термобарогеохимические исследования позволили установить в **минералах ультрамафитов расплавные включения** (офиолиты о-ва Шикотан, Чукотки, Южного Урала, Южного Тянь-Шаня, Малого Кавказа), что является прямым свидетельством кристаллизации этих пород из магматических расплавов. В то же время для части жильных ультрамафитов (пироксениты Куртушибинского хребта, Западный Саян; и др.) характерны газово-жидкие включения, т.е. имеются все основания считать, что в определенных случаях в процессах формирования ультрамафитов участвовали высокотемпературные гидротермальные растворы. Значительная часть ультрамафитов, особенно это касается пород, ассоциирующих непосредственно с тектонизированными гипербазитами и несущих следы пластических деформаций, не содержат включений минералообразующих сред, поэтому вопросы петрогенезиса в данном случае остаются открытыми.

Таким образом, результаты наших исследований с применением методов термобарогеохимии свидетельствуют о том, что значительный объем ультрамафитов расплоенного комплекса кристаллизовался из магматических расплавов, в то же время определенная часть (в основном это пироксениты) их формировалась при активном участии высокотемпературных гидротермальных растворов. В целом эти выводы о петрогенезисе ультрамафитов наиболее близки к представлениям Н.Л.Добрецова и Л.П.Зоненшайна /1985/, по мнению которых среди ультрамафитов переходного комплекса можно выделить кумуляты (дуниты-верлиты и верлиты-троктолиты) и реакционную верлит-пироксенитовую зону.

подавляющее большинство исследователей офиолитовых ассоциаций поддерживают модель образования **габброидов** путем кристаллизации базальтоидных расплавов. Формирование габбро неразрывно связано с процессами образования ультрамафитов, с одной стороны, и **даек, эффузивов** - с другой. Наши работы подтверждают существующие представления о парагенетическом единстве всех магматогенных членов офиолитовых ассоциаций. Геологические исследования показали закономерные пространственные сонахождения этих пород в десятках рассмотренных ассоциаций. Задokumentированы постепенные, без тектонических срывов, переходы между разными типами пород. Установлены непрерывные тренды изменения и взаимосвязи составов пород по данным петрохимии и геохимии редких элементов. Данные термобарогеохимии показывают закономерные эволюции составов летучих и температур кристаллизации в разрезах офиолитов: интрузивы - дайки - эффузивы. Восстановленные летучие, преобладающие в нижних горизонтах офиолитов (ультрамафиты, габбро), последовательно сменяются более окисленными (дайки), и в верхних частях офиолитов (эффузивы) мы имеем полностью окисленный флюид. В сериях пород преимущественно основного состава при переходе от интрузивных образований к эффузивам температуры кристаллизации последовательно снижаются от уровня 1300-1400 (расслоенный базит-гипербазитовый комплекс) до примерно 1150 °С (базальты). В случае кислых пород происходит снижение температур образования от 1100 до 700 °С при переходе от пород, близких к основной серии, к собственно гранитоидам. Близкие оценки температур кристаллизации офиолитовых

плагиигранитов приводятся другими исследователями - 600-925 °С /Venkataramana et al., 1986/. Ультраосновные породы пикритовой серии характеризуются постоянно высокими температурами (до 1420-1450 °С) без существенного снижения при переходе от интрузивных образований к эффузивным. Близкие значения температур (до 1430 °С) установлены для ультраосновных лав офиолитов Троодоса, Кипр /Соболев, Слуцкий, 1982/. В целом породы кислой и ультраосновной (пикритовой) серий отличаются по генетическим особенностям от основной серии, где габброиды, дайки, вулканисты являются магматическими образованиями, связанными едиными трендами эволюции исходного расплава, кристаллизовавшегося на разных уровнях. По поводу исходных магм, сформировавших базит-гипербазитовые комплексы офиолитов, большинство исследователей считают, что они должны быть преимущественно пикритового состава /Колман, 1979; Добрецов, 1980; Кузьмин, Зоненшайн, 1987; Магматические... породы, 1987; Маракушев, 1988; Dahl et al., 1983; Francis et al., 1983; Gregory, 1987; Pallister, 1987; и др./, что подтверждается экспериментальными работами /Грин, Рингвуд, 1968; Пугин, Хитаров, 1978; O'Hara, 1965; Ito, Kennedy, 1967; Kushiro et al., 1968; и др./.

Большая роль при формировании базит-гипербазитовых серий принадлежит летучим компонентам и в первую очередь водороду /Безмен, Персиков, 1979; Маракушев, Безмен, 1980; Безмен, Сук, 1983; Персиков, 1984; Персиков и др., 1986; Маракушев, 1988/. При подъеме магм к поверхности Земли происходит их дегазация и первым выделяется водород /Кадик, Луканин, 1985; Кадик, 1988; Маракушев, 1988; Christie et al., 1986; и др.), благодаря этому мы имеем закономерное распределение составов летучих в разрезах офиолитовых ассоциаций. В магматических процессах становления офиолитов (кристаллизация интрузивных тел, формирование даек по трещинам, излияние лав) происходило последовательное удаление водорода, который сохранялся преимущественно в относительно замкнутых объемах, где формировались ультраосновные и основные кумуляты. Флюидный режим петрогенезиса офиолитов определяется в значительной мере геодинамической обстановкой их формирования. Наши исследования магматических стекол показали резкое отличие характера летучих компонентов в магматических процессах срединно-океанических хребтов и островодужных систем. Для океанического магматизма устанавливаются существенно водородсодержащие летучие, о чем дополнительно свидетельствуют данные о водородных и метановых струях в океанической коре Восточно-Тихоокеанского поднятия /Кропоткин, Валяев, 1984; Сахно, Мартынов, 1987; Welham, Graig, 1979/ с малыми содержаниями воды (около 0,4 % и менее в свежих базальтовых стеклах), тогда как в случае островодужных магм количество воды на порядок больше и летучие значительно более окислены (преобладает  $\text{CO}_2$ ). Большое количество  $\text{H}_2\text{O}$  в магматических процессах в активной зоне перехода океан-континент (островодужные дуги и т.д.) должно менять ход кристаллизации базитов, сдвигая тренды эволюции магматизма от толеитовых серий в сторону известково-щелочных /Магматические... породы, 1987/, что и наблюдалось нами при рассмотрении офиолитов, находящихся в современной зоне океан-континент.

В результате исследований базит-гипербазитовых комплексов, опираясь в значительной мере на данные по термобарогеохимии, удалось установить, что боль-

шая часть ультрамафитов расслоенной серии формировалась из магматических расплавов, в то же время пироксениты могут образовываться и при активном участии высокотемпературных гидротермальных растворов. В целом результаты исследований свидетельствуют о генетической взаимосвязи пород базит-гипербазитовых комплексов, сформировавшихся в ходе магматических процессов с закономерной эволюцией параметров - температуры (от 1400 до 1100 °С) и составов летучих (от восстановленных до окисленных), в последовательной смене пород: ультрамафиты и габбро-дайки-эффузивы. Режим исходных летучих компонентов определялся геодинамической обстановкой формирования офиолитов: для океанических областей характерны восстановленный (H<sub>2</sub>) и сухой флюид, а в островодужных магматических системах преобладают окисленные (CO<sub>2</sub>) и обводненные летучие.

### Негранитные пегматиты

Пегматиты в офиолитах привлекают к себе гораздо меньше внимания, чем например гипербазиты, хотя в некоторых случаях крупно- и гигантокристаллические породы играют существенную роль в структурах базит-гипербазитовых массивов. Нами исследовались условия формирования дунит-, пироксенит- и габбро-пегматитов, связанных с рассмотренными выше офиолитовыми ассоциациями.

#### Дунит-пегматиты

Предьдущие исследователи /Виноградская, 1954, 1957; Успенский, 1968; Коновалова, Прусевич, 1977; Иванов, 1986/, подробно рассматривая геологические, петрографические, минералогические и некоторые другие особенности дунит-пегматитов, достаточно обоснованно показывают метасоматическое происхождение изученных пегматитов, при этом важная роль отводится высокотемпературным растворам /Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Велинский, 1979; Иванов, 1986; и др./.

Термобарогеохимические исследования показали, что формирование дунит-пегматитов происходило, вероятно, без участия растворов, воздействием которых на первичные породы объяснялось возникновение подобных образований. Это подтверждается тем, что не было найдено первичных газовой-жидких включений, однозначно указывающих на участие растворов. В то же время не было найдено и расплавных включений, так что участие расплавов в этих процессах тоже весьма проблематично. Наличие в оливинах дунит-пегматитов включений сжиженного метана, характерных для метаморфогенного минералообразования при высоких температурах и давлениях /Ермаков, Долгов, 1979/, указывает на возможность метаморфических процессов формирования этих пегматитов.

Оценки возможных температур формирования пегматитов (несколько выше 800-820 °С), проведенные ранее автором /Симонов, 1981/, в определенной степени подтвердились последующими данными - 800-1000 °С /Гончаренко, Симонов, 1984/. В целом исследования показали, что дунит-пегматиты формировались при температурах выше 800 °С, давлении около 5-6 кбар в восстановительной обстановке с учас-

тием флюида, обогащенного метаном. В качестве возможного механизма образования мономинеральных крупнокристаллических дунит-пегматитов можно предположить процессы синтетектонической перекристаллизации мелкозернистых пород в благоприятных участках вмещающих дунитов, которые сами подверглись интенсивному динамометаморфизму и пластическим деформациям /Офиолитовая ассоциация..., 1982/. При метаморфических синтетектонических процессах происходило перераспределение ряда химических элементов. В дунит-пегматитах накапливались Ti, Ca, Mn. В то же время содержания Mg, Cr, Ni в пегматитах значительно меньше, чем во вмещающих дунитах. Возможность подобного перераспределения элементов при синметаморфических деформациях гипербазитов показана в работах А.И.Гончаренко /1984, 1987, 1989 и др./.

### Пироксенит-пегматиты

Вопросы образования пироксенит-пегматитов, крупнокристаллических пироксенитов и просто пироксенитов (в основном диопсидитов) габбро-гипербазитовых массивов складчатых областей затрагивались многими исследователями. Большинство из них /Пинус, Колесник, 1960, 1966; Морковкина, 1962, 1967; Ефимов, Ефимова, 1967; Успенский, 1968; Ефимов, 1973; Гаврилова, 1977; и др./ достаточно обоснованно доказывают метасоматическую природу рассматриваемых пироксенитов и пироксенит-пегматитов. По мнению Г.В.Пинуса, В.В.Велинского и др. /Альпинотипные гипербазиты..., 1973/, нижний температурный предел образования диопсидитов - 860 °С. С.И.Гаврилова /1977/ определила температуру образования пироксенитов массива Пай-Ер (Полярный Урал) в 500-600 °С, что более соответствует экспериментальным данным /Калинин, 1967; Калинин и др., 1975/, которые показывают, что моноклинный пироксен в гидротермальных условиях образуется при температурах 400-500 °С и давлении 250-570 атм.

На основании анализа геологического положения, морфологии тел, структурно-тектонических особенностей, рассмотренных в данной работе пироксенит-пегматитов, и в результате изучения включений минералообразующих сред выяснилось, что пироксенит-пегматиты могут образовываться двумя путями.

1. Среди обычных пироксенитов при перекристаллизации мелких зерен в очень крупные кристаллы. Условия этого процесса не удалось определить методами термобарогеохимии. Вероятно, картина образования здесь похожа на формирование дунит-пегматитов.

2. Среди массивных серпентинитов при воздействии высокотемпературных гидротермальных растворов, проникавших по трещинам. При этом формировались как жилы выполнения с четкими резкими контактами, главным образом путем привноса минералообразующего материала, так и жилы замещения с переходными зонами на контактах путем перекристаллизации и замещения минералообразующими растворами вмещающих серпентинитов. Минимальные температуры образования диопсидов пироксенит-пегматитов были определены в 445-455 °С, что хорошо согласуется с экспериментальными работами /Калинин, 1967; и др./ и близко по значению к данным С.И.Гавриловой /1977/. Растворы, судя по включениям, содер-

жащим большое количество солей, были высококонцентрированными рассолами, что способствовало росту кристаллов пироксена больших размеров /Калинин, 1967/. Замещение диопсида роговой обманкой происходило при минимальных температурах 370-380 °С. Среди летучих компонентов при формировании пироксенит-пегматитов (по сравнению с пироксенитами) основную роль играли  $\text{CO}_2$  и метан.

### Габбро-пегматиты

Существует две основные точки зрения по поводу генезиса габбро-пегматитов. Часть исследователей /Лебедев, 1935; Евзикова, 1955; Бакуменко, Добрецов, 1976; Podvin et al., 1985/ придерживаются мнения о кристаллизации минералов габбро-пегматитов непосредственно из расплава, другие /Ефимов, Ефимова, 1967; Морковкина, 1967; Успенский, 1968; Гаврилова, 1977; и др./ очень аргументированно доказывают метасоматическое происхождение габбро-пегматитов. Особого внимания заслуживают исследования И.Т.Бакуменко и Н.Л.Добрецова /1976/, так как они впервые в минералах габбро-пегматитов нашли первичные расплавные включения с гомогенизациями при температурах 1250 °С и выше, что доказывает кристаллизацию рассмотренных габбро-пегматитов из расплава. Внешне практически такие же включения расплава исследовались автором в плагиоклазе габбро-пегматитов Куюльского массива (Анадырско-Корякская складчатая система). Раскристаллизованные расплавные включения найдены также и в клино- и ортопироксенах. Габбро-пегматиты этого массива формировались из высокотемпературных (1310-1380 °С) силикатных расплавов. При температуре около 380 °С по пироксенам развивалась роговая обманка. Минералы габбро-пегматитов Мугоджар кристаллизовались из расплавов с температурами от 1240-1270 и до 1170-1190 °С (по данным изучения расплавных включений). Летучие компоненты при переходе от мелкозернистых габбро к пегматитам практически сохраняли свой состав.

Иная картина образования габбро-пегматитов выявляется в результате исследований пегматитов Алтае-Саянской складчатой области и Кытлымского массива (Урал). Здесь выяснилось, что тела пегматитов формировались в основном по трещинам в мелкозернистых породах. Они наблюдаются среди гипербазитовой части массивов: в серпентинитах, пироксенитах и габбро в зоне перехода от гипербазитов к габбро и среди массивных габбро. Более характерным является то, что габбро-пегматиты образовывались в тектонически подвижных зонах на контактах различных или внутри массивных пород (габбро), как это наблюдалось в Среднетерсинском массиве (Кузнецкий Алатау), где в зоне трещинообразования в полосчатом габбро рядом с габбро-пегматитами присутствуют многочисленные мелкие тела серпентинизированных гипербазитов, роговообманковых и кварцсодержащих габбро. Такие своеобразные зоны тектонической активизации были легко проницаемы для пегматообразующих агентов, что в наибольшей степени способствовало формированию габбро-пегматитов и часто связанных с ними пироксенит-пегматитов. В данном случае образование габбро-пегматитов происходило в результате перекристаллизации вмещающих мелкозернистых пород проникающими по трещинам высокотемпературными (420-580 °С) растворами (рассолами), т.е. подтверждается мнение

Н.М.Успенского /1968/ и других о метасоматическом генезисе габбро-пегматитов. Давление в процессах образования первичных минералов пегматитов (роговой обманки, пироксена, плагиоклаза) достигало 1500-2500 бар. Давление возрастало до 3300 бар при формировании центральных кварцсодержащих зон, если растворы были обогащены метаном (габбро-пегматиты Хопсекского массива, Западная Тува). При температурах 330-350 °С, по-видимому по тем же трещинам, в габбро-пегматиты проникали кислые растворы, создававшие центральные кварц-полевошпатовые зоны в пегматитах. С этими и последующими более низкотемпературными растворами связаны, по всей вероятности, все изменения первичных минералов габбро-пегматитов: развитие по первичному пироксену и роговой обманке актинолита и хлорита; деанортитизация и разрушение в агрегат зерен эпидот-клиноцоизита первичного плагиоклаза.

Таким образом, габбро-пегматиты могут образовываться двумя путями: кристаллизоваться из высокотемпературных силикатных расплавов и формироваться при помощи проникавших по трещинам в мелкозернистых породах растворов и рассолов.

Исследования неограниченных пегматитов в рассмотренных офиолитовых ассоциациях показали, что не существует единой модели пегматитообразования. Неограниченные пегматиты могут формироваться различными путями: а) в синдеформационных метаморфических процессах перекристаллизации исходных мелкозернистых пород при температурах до 800-1000 °С и давлениях до 5-6,5 кбар (дунит- и пироксенит-пегматиты); б) при активном участии гидротермальных растворов при температурах 350-550 °С и давлении до 1,5-2,5 кбар (пироксенит-, габбро-пегматиты); в) из высокотемпературных магматических расплавов при температурах 1150-1380 °С (габбро-пегматиты).

### Полезные ископаемые

С помощью методов термобарогеохимии рассмотрены генетические особенности некоторых полезных ископаемых, связанных с офиолитовыми ассоциациями. Если для платиноидов и гранатов удалось установить фактически только активную роль определенных летучих компонентов, то в случае хромитов и хризотил-асбеста изучены более детальные аспекты процессов их формирования.

### Хромиты

По поводу генезиса хромитов в офиолитовых ассоциациях не существует единой точки зрения. Основной вопрос - участие расплавов при формировании рудных залежей. Большая группа исследователей доказывает магматическое происхождение хромитов /Павлов и др., 1968, 1973, 1979; Колман, 1979; Маракушев, 1979, 1988; Условия образования..., 1979; Злобин, Дмитриев, 1985; Злобин и др., 1985; Колотилов и др., 1985; Jaques, 1981; Lago et al., 1982; Whittaker, Watkinson, 1984/. Важную

роль в процессах их образования из расплавов играют летучие компоненты /Савельев, Савельева, 1985; Johan et al., 1981/. В то же время факты по деформациям хромитов, их синтектонической кристаллизации и образованию рудных тел в зонах разломов /Колман, 1979; Штейнберг, 1979; Савельев, Савельева, 1985; Самсонов, Чикунов, 1985; Doukhan et al., 1984; Christiansen, 1985, 1986/ говорят о сложной картине формирования хромитов и хромитовых руд в процессах тектонических преобразований гипербазитовых массивов в целом, что не укладывается в упрощенные схемы кристаллизации хромитов из соответствующих рудных расплавов. Учитывая эти факты, а также другие многочисленные данные, значительная часть исследователей пришла к выводу о возможности образования хромитовых руд без участия расплавов при активной роли летучих компонентов /Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Штейнберг, 1979; Москалева, 1974; Велинский, 1979; Штейнберг, 1979; Приходько, Бердников, 1984; Алимов и др., 1985; Альпинотипные гипербазиты Урала, 1985; Чашухин, 1985; Дмитренко, Мочалов, 1986; Симонов и др., 1988; и др./.

Исследования методами термобарогеохимии хромитов Урала, Малого Кавказа, Алтае-Саянской области, Монголии и Корякии показали, что летучие компоненты принимали самое активное участие в процессах формирования как рудных хромитов, так и акцессорных хромшпинелидов.

Сравнение составов летучих компонентов в сосуществующих хромитах и силикатах имеет большое значение для выяснения условий формирования хромитов. В табл.15 приведены составы летучих компонентов в сосуществующих хромитах и силикатах из различных офиолитовых ассоциаций. В абсолютных значениях силикаты содержат часто на порядок больше летучих, чем хромиты. Состав флюида в процентном отношении в хромитах и сосуществующих силикатах иногда близок (хромиты Кузнецкого Алатау и руды Кемпирсайского массива), но более обычны случаи резкого различия летучих (хромиты Корякии, Малого Кавказа). Детальные исследования хромитов Корякии (массивы горы Красной и Чирынай) подтвердили преобладание отчетливых различий в составах летучих в хромитах и силикатах.

Установленные особенности распределения летучих компонентов в сосуществующих хромитах и силикатах свидетельствуют о том, что часть хромитов формировалась совместно с силикатами, в то же время большинство хромитов, имеющих контрастное с силикатами распределение летучих, кристаллизовались при других параметрах.

Исследования показали, что по составам и закономерностям распределения летучих компонентов тела богатых хромитовых руд ведут себя как резко отличающиеся, инородные по отношению к вмещающим гипербазитам образования, поэтому практически исключается возможность кристаллизации рудных хромитов из расплавов в единой магматической камере. Для акцессорных хромитов и частично для убоговкрапленных руд устанавливаются сходные черты флюида с летучими во вмещающих гипербазитах. Таким образом, данные по летучим компонентам свидетельствуют о сингенетичности акцессорных хромитов и частично убоговкрапленных руд с вмещающими гипербазитами и о наложенном характере богатых руд, сформировавшихся в матрице гипербазитов при активном участии флюида, обогащенного восстановленными газами ( $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ). Проработка "рудным" флюидом определенных зон в гипербазитах предшествует формированию собственно рудных тел. Наибо-

Таблица 15

## Составы газов в сосуществующих хромитах и ультрабазитах

$$\left( \frac{\text{см}^3/\text{кг}}{\text{объем.}\%}; \text{H}_2\text{O, мас.}\% \right)$$

Номер п/п   обр.	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Σ	Σ <sub>вос.</sub>	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_2 + \Sigma_{\text{вос.}}}$	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2}$ мас.
1   6 хр.	0,21	<u>443,98</u>	<u>20,87</u>	сл.	сл.	<u>1,60</u>	466,45	20,87	0,96	2,41
		95,18	4,47							
2   5 ол.	0,19	<u>171,87</u>	<u>20,08</u>	0,0	<u>141,12</u>	0,0	333,07	161,20	0,52	5,64
		51,60	6,03							
3   С-84а-86 хр.	0,73	<u>265,91</u>	<u>54,72</u>	<u>11,20</u>	<u>100,80</u>	<u>8,80</u>	441,43	166,72	0,60	14,00
		60,24	12,40	2,54	22,84	1,99				
4   С-84а-86	5,37	<u>548,64</u>	<u>246,64</u>	<u>95,34</u>	<u>1986,88</u>	<u>15,20</u>	2892,57	2328,86	0,19	49,93
		18,96	8,53	3,30	68,69	0,53				
5   819,0 хр.	0,12	<u>62,00</u>	<u>15,20</u>	<u>4,20</u>	<u>156,80</u>	0,0	238,20	176,20	0,26	9,86
		26,03	6,38	1,76	65,83					
6   819,0	6,66	<u>2176,77</u>	<u>574,16</u>	<u>397,32</u>	<u>4036,48</u>	<u>10,40</u>	7184,73	5007,73	0,30	15,60
		30,30	7,99	5,53	56,18	0,15				
7   6880 хр.	0,64	<u>692,22</u>	<u>156,24</u>	<u>13,92</u>	<u>1009,12</u>	0,0	1871,50	1179,28	0,37	4,72
		36,99	8,35	0,74	58,92					
8   6880	11,10	<u>3667,49</u>	<u>5,60</u>	0,0	<u>2235,52</u>	0,0	5908,61	2241,12	0,62	20,30
		62,07	0,10		37,84					
9   СТ-1 хр.	0,32	<u>393,06</u>	<u>40,00</u>	сл.	<u>112,00</u>	0,0	545,06	152,00	0,72	4,15
		72,11	7,34		20,55					
10   СТ-1	6,78	<u>2003,59</u>	<u>5,12</u>	<u>57,40</u>	<u>537,60</u>	0,0	2603,71	600,12	0,77	17,26
		76,95	0,20	2,21	20,65					

Примечание: 1,2 - офиолиты переходной зоны океан-континент (массив горы Красной, Корякия: 1 - хромит, 2 - оливин); 3,4 - мезозойские офиолиты (Гейдаринский массив, Малый Кавказ: 3 - хромит, 4 - ультрабазит); 5-8 - палеозойские офиолиты (Кемпирсайский массив, Южный Урал); 5,6 - богатые руды месторождения "Алмаз-Жемчужина", 7,8 - бедные руды месторождения "Геофизическое-12" (5,7 - хромиты, 6,8 - ультрабазиты); 9,10 - рифейско-нижнепалеозойские офиолиты (Среднетерсинский массив, Кузнецкий Алатау): 9 - хромит, 10 - ультрабазит .

лее близки к нашим представлениям о генезисе богатых хромитовых руд взгляды Д.С.Штейнберга и И.С.Чашукина /Альпинотипные гипербазиты Урала, 1985/, объясняющих формирование рудных хромитов в результате метаморфической дифференциации в твердых ультрабазитах под действием флюидов.

### Хризотил-асбест

Практически все исследователи связывают образование хризотил-асбеста с проявлениями гидротермальных процессов. Несмотря на обширную литературу, посвященную изучению асбеста /см. обзоры в работах: Месторождения..., 1967; Сибилев, 1980/, имеются довольно скромные сведения о составах асбестообразующих растворов и, в первую очередь, это касается газовых компонентов. Всеми исследователями отмечается значительная роль  $\text{CO}_2$  в растворах /Месторождения..., 1967; Сибилев, 1980; Комов и др., 1982/. Важными индикаторами асбестовой минерализации являются хлор и фтор /Павлов, 1975; Комов и др., 1982/. По мнению А.К.Сибилева /1980/, большое значение для возникновения хризотил-асбеста имеют процессы серпентинизации, протекавшие в резко восстановленной (метановой) обстановке.

Наши исследования на Актоврацком (Западная Тува) и Саянском (Западный Саян) месторождениях подтвердили важную роль углекислоты и метана в асбестообразующих процессах. Установлена прямая связь летучих компонентов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ) с асбестом, с образованием зонального распределения газов вокруг рудных жил. Характер летучих зависит от типа асбестоносности: особенно четко выделяются сложные жилы. В целом асбестоносные массивы хорошо отличаются по летучим компонентам от гипербазитов, не содержащих асбест. Таким образом, термобарогеохимические исследования показали, что жилы хризотил-асбеста формировались в гипербазитах с помощью гидротермальных растворов, активную роль в которых играли метан, двуокись углерода и водород.

\*  
\*   \*   \*

В целом исследования позволяют выделить некоторые основные положения петрогенезиса офиолитовых ассоциаций.

Офиолиты, закономерные парагенетические ассоциации пород, либо непосредственно мантийного происхождения (тектонизированные гипербазиты), либо образовавшиеся из мантийных расплавов (расслоенный базит-гипербазитовый комплекс, габброиды, дайки, эффузивы) являются неизбежным следствием раскола земной коры и литосферы на всю мощность не зависимо от ее типа (континентальная или океаническая). Главную роль при этом играют процессы растяжения, спрединга, фиксируемого комплексными типа "дайка в дайке". Учитывая то, что рифты - это участки, где литосфера в результате растяжения раскалывается на всю мощность /Берк, 1981/, а также наличие актуалистических примеров формирования океанической коры (офиолитов) в современных рифтах (срединно-океанические хребты, межконтинентальные рифты и т.п.), следует несомненная связь офиолитов с рифтовыми

зонами. При этом для возникновения офиолитовых ассоциаций необходимо и достаточно развития рифтовых структур шириной всего в несколько десятков километров (в рифте Таджура, Восточная Африка, ширина новообразованной океанической коры около 30 км). Необходимо также отметить, что развитие офиолитообразующих рифтов возможно для всех вероятных геодинамических обстановок генезиса офиолитов (срединно-океанические хребты, окраинные моря, межконтинентальные рифты и т.п.) и даже непосредственно в островных дугах, механизм расщепления коры, с формированием рифтов, рассмотрен Д.Каригом и другими /Геология..., 1987/.

Отличительной особенностью офиолитовых ассоциаций является то, что матрица, пространство их формирования выполнены самими же офиолитами. Если для интрузий в складчатых областях есть кровля и подошва из инородных пород, то в случае офиолитов они сами формируют кровлю (эффузивы, дайковые комплексы) и образуются на собственной подошве (тектонизированные гипербазиты). В целом же интрузивные глубинные ультрамафиты и габбро, сменяющиеся субвулканическими дайками и поверхностными излияниями лав, формируют полный разрез земной коры океанического типа.

Процессы петрогенезиса офиолитов начинались фактически с раскола литосферы на всю ее мощность, приводившего к разделению мантийного субстрата на пикритоидные расплавы и тугоплавкие гипербазитовые реститы. В дальнейшем с развитием спрединговых процессов, происходил подъем мантийного материала. Расплавы, изливавшиеся в подводных условиях преимущественно на дно рифтовых долин, формировали эффузивную часть офиолитов. Часть расплавов застывала либо в сериях трещин с образованием дайковых комплексов, либо в магматических камерах, формируя расслоенные базит-гипербазитовые интрузии на субстратах из реститовых гипербазитов. Все эти сложнейшие процессы поступления мантийного материала определялись и контролировались условиями растяжения и неизбежно приводили к формированию полного разреза земной коры океанического типа (офиолитов).

Условия петрогенезиса офиолитов закономерно эволюционировали в пространстве и времени. Температуры магматических процессов последовательно снижались от 1400 до 1100 °С при формировании пород снизу вверх по разрезу офиолитов: ультрамафиты и габбро - дайки - эффузивы. Летучие компоненты в мантийных условиях частично сохранялись в гипербазитовых реститах (преимущественно  $N_2$ ,  $CH_4$ ), большей частью концентрируясь в расплаве ( $H_2$ ,  $CO_2$  и др). В дальнейшем составы флюидов эволюционировали с сохранением в основном восстановленных газов ( $H_2$ ) в замкнутых интрузивных камерах и с преимущественным выделением водорода, со встречным накоплением  $CO_2$  в верхних горизонтах офиолитов (дайки - эффузивы).

На завершающих стадиях, еще непосредственно вблизи спрединговых зон (в бортах рифтовых долин и т.п.), формирование офиолитов сопровождается деформационными и метаморфическими процессами, нарушающими первичный облик офиолитовых ассоциаций.

Последующая история преобразования офиолитовых ассоциаций связана с формированием складчатых систем, в которых развивались процессы сжатия, приводившие к образованию различных типов деформационных структур, надвигов, покровов и т.д.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги, можно кратко сформулировать основные результаты исследований, касающиеся условий петрогенезиса офиолитовых ассоциаций.

1. Комплексные исследования гипербазитов в рассмотренных офиолитах на основе геологических, петрохимических, геохимических данных с использованием экспериментальных методов петрологии и, главным образом, термобарогеохимии подтверждают реститовую гипотезу формирования тектонизированных гипербазитов основания офиолитов, согласно которой **гипербазиты являются метаморфическими породами**, проникшими в земную кору путем твердопластического течения. Пластические деформации гипербазитов на ранних этапах происходили при температурах до 800-1000 °С и давлении до 8-11,5 кбар, с участием восстановленных и инертных флюидов.

2. Результаты наших исследований с применением методов термобарогеохимии свидетельствуют о том, что значительный объем ультрамафитов расслоенных комплексов кристаллизовался из магматических расплавов, в то же время определенная часть (в основном это пироксениты) ультрамафитов формировалась при активном участии высокотемпературных гидротермальных растворов.

3. Термобарогеохимические исследования рассмотренных офиолитов на основе геологических и геохимических данных свидетельствуют о генетической взаимосвязи пород базит-гипербазитовых комплексов, сформировавшихся в результате магматических процессов с закономерной эволюцией параметров - температуры (от 1400 до 1100 °С) и составов летучих (от восстановленных до окисленных), в последовательной смене пород: ультрамафиты и габбро - дайки - эффузивы. Характер летучих компонентов определялся геодинамической обстановкой формирования офиолитов: в океанических областях магмы сухие и содержат восстановленный флюид ( $H_2$ ), для островодужных расплавов характерны окисленные ( $CO_2$ ) и богатые водой летучие.

4. Исследования пегматитов негранитного состава, связанных с офиолитами, преимущественно методами термобарогеохимии, показали, что они могут формироваться различными путями: а) в синдеформационных метаморфических процессах перекристаллизации мелкозернистых пород при температурах до 800-1000 °С и давлении до 5-6,5 кбар (дунит-пегматиты); б) при активном участии гидротермальных растворов с температурами 350-550 °С и давлениями до 1,2-2,5 кбар (пироксенит-, габбро-пегматиты); в) из высокотемпературных магматических расплавов при температурах 1150-1380 °С (габбро-пегматиты).

5. Исследования методами термобарогеохимии полезных ископаемых, связанных с офиолитами, показывают активную роль летучих компонентов в процессах их формирования. Для хромитов данные по летучим свидетельствуют о сингенетичности акцессорных хромшпинелидов и частично убоговкрапленных руд с вмещающими гипербазитами, и о наложенном характере богатых руд, сформировавшихся в матрице гипербазитов при активном участии флюида, обогащенного восстановленными газами ( $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ). Жилы хризотил-асбеста формируются в гипербазитах при воздействии гидротермальных растворов, обогащенных метаном, двуокисью углерода и водородом.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абакумова Л.Н., Буйдина А.В.** Пикриты Южной Ферганы и некоторые вопросы их происхождения // Вестн. ЛГУ. - 1986. - N 3. - С.94-99.
- Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф.** Геохимия гипербазитов Малого Кавказа. - Баку: Элм, 1987. - 168 с.
- Абдуллин А.А.** Геология Мугоджар.- Алма-Ата: Наука, 1973. - 391 с.
- Агафонов Л.В., Андреева Г.А.** Газы в альпинотипных гипербазитах Анадырско-Корякской складчатой системы // Докл. АН СССР. - 1973. - Т.210, N 3. - С.689-692.
- Агафонов Л.В., Поспелова Л.Н., Баярхуу Ж.** Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого-петрографические особенности // Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. - Новосибирск, 1978. - С.4-15.
- Агафонов Л.В., Ступаков С.И.** Происхождение лерцолитов складчатых областей // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.3. Петрография, петрохимия, минералогия. - Новосибирск, 1986. - С.91-107.
- Александров А.А.** Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. - М.: Наука, 1978. - 122 с.
- Алимов В.Ю., Царицын Е.П., Шерстобитова Л.А.** О микроструктурах хромитов из нодулярных руд // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985 - С.96-97.
- Аллахвердиев Ш.И., Мамедов М.Н.** Вопросы генезиса гипербазитов Малого Кавказа // Там же. - С.70-72.
- Аллахвердиев Ш.И., Симонов В.А.** Температуры образования перидотитов и габброидов офиолитов Малого Кавказа (по включениям минералообразующих сред) // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов.- Львов, 1985. - С.129.
- Аллахвердиев Ш.И., Мамедов М.Н., Махмудов С.А. и др.** Минералого-петрологические особенности габброидов офиолитового комплекса Малого Кавказа (на примере Левчайского массива). - Баку: Изд. Ин-та геологии АН АзССР, 1987. - 29с.
- Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В.** Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. - Новосибирск: Наука, 1985. - 190 с.
- Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы** /Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. - Новосибирск: Наука, 1973. - 320 с.
- Альпинотипные гипербазиты Урала.** - Свердловск, 1985. - 66 с.
- Атлас подводных фотографий Красноморского рифта.** - М.: Наука, 1983. - 135 с.
- Аументо Ф., Лонкаревич Б.Д., Росс Д.И.** Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.) // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. - М., 1973. - С.168-197.
- Бакуменко И.Т., Коляго С.С., Соболев В.С.** Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях // Докл. АН СССР. - 1967.- Т.175, N 5. - С.1127-1130.
- Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л.** Магматическое происхождение офиолитовых габбро // Докл. АН СССР. - 1976. - Т.230, N 6. - С.1425-1428.
- Бакуменко И.Т., Базарова Т.Ю., Панина Л.И. и др.** Особенности равновесной и неравновесной кристаллизации магм по данным изучения включений // Геология и геофизика. - 1984 - N 8. - С.81-90.

**Бакуменко И.Т.** Процессы магматического петрогенезиса по данным изучения включений минералообразующих сред // Геология и геофизика. - 1986. - N 7. - С.125-133.

**Балькин П.А., Юрковский С.А., Проскуряков А.А.** К проблеме оценки газовой составляющей интрузивных пород основного состава // Геология и геофизика. - 1983. N 12. - С.36-42.

**Батанова В.Г., Карякин Ю.В., Куренков С.А. и др.** Дифференцированный силл в офиолитах Сартале (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. - 1988. - Т.300, N 5. - С.1185-1189.

**Бевзенко П.Е.** Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. - М.: Наука, 1979. - 320 с.

**Безмен Н.И., Персиков Э.С.** Влияние водорода на дифференциацию основных магматических расплавов // Докл. АН СССР. - 1979. - Т.248, N 5. - С.1176-1179.

**Безмен Н.И., Сук Н.И.** Базит-гипербазитовое расслоение (эксперимент) // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1983. - N 6. - С.43-51.

**Бейли Д.К.** Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // Континентальные рифты - М., 1981. - С.20-31.

**Белоусов В.В.** Тектоносфера Земли: идеи и действительность // Проблемы глобальной тектоники. - М., 1973. - С.81-117.

**Белоусов В.В.** Геотектоника. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - 334 с.

**Белоусов В.В.** Переходные зоны между континентами и океанами. - М.: Недра, 1982. - 152 с.

**Белый В.Ф., Гельман М.Л.** Меймечиты в Пенжинском хребте // Докл. АН СССР. - 1980. - Т. 250, N 4. - С.928-931.

**Беляев С.Ю.** Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1985. - 117 с.

**Берзин Н.А.** Меланжево-олистостромовый комплекс в кембрийских отложениях Тувы и Западного Саяна // Главные тектонические комплексы Сибири. - Новосибирск, 1980. - С.104-109.

**Берзин Н.А.** Структурное положение и тектонические условия формирования аллохтонных гипербазитов Алтае-Саянской области // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. - М., 1987. - С.184-199.

**Берк К.** Эволюция континентальных рифтовых систем в свете тектоники плит // Континентальные рифты. - М., 1981. - С.187-194.

**Бетехтин А.Г.** Платина и другие минералы платиновой группы - М.: Изд-во АН СССР, 1935. - 50 с.

**Бехтольд А.Ф., Квасов А.И., Семенов Д.Ф.** Геология, петрография и геохимия офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. - 1986. - N 6. - С.78-84.

**Богданов Н.А.** Основные этапы формирования глубоководных впадин окраинных морей Тихого океана // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. - М., 1987а. - С.57-66.

**Богданов Н.А.** Эволюция "малых" океанических впадин // Геология Тихого океана. - Владивосток, 1987б. - С.21.

**Боголепов К.А., Яншин А.Л.** О современных гипотезах образования и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. - 1973. - N 8. - С.12-24.

- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г.** Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.- М., 1973.- С.9-30.
- Борисенко А.С.** Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика.- 1977. - N 8.- С.16-27.
- Буртман В.С.** Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. - М.: Наука, 1976. - 164 с.
- Быкова Ю.М., Зиньков В.В., Лукьянов А.В.** Моделирование теплового режима в комплексе "дайка в дайке" // Геотектоника.- 1988. - N 1. - С.24-33.
- Ваганов В.И., Соколов С.В.** Термобарометрия ультраосновных парагенезисов.- М.:Недра, 1988. - 149 с.
- Варлаков А.С.** Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. - М.: Наука, 1978.- 238 с.
- Варлаков А.С.** Рифтогенные дозвгеосинклинальные офиолиты в допалеозойской истории Урала//Эволюция офиолитовых комплексов.-Свердловск, 1981.- С.34-49.
- Варлаков А.С.** Генетические типы и минералогия магматогенных ультраосновных пород // Ультраосновные магмы и их металлогения. - Владивосток, 1987. - С.4-15.
- Васильев Б.И., Говоров И.Н., Тарарин И.А. и др.** Офиолитовый комплекс желоба Муссау в Тихом океане // Геология Тихого океана. - Владивосток, 1987. - С.134-135.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В.** Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // Геология и геофизика. - 1978.- N 11. - С.14-25.
- Велинский В.В.** Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. - Новосибирск: Наука, 1979. - 264 с.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С.** Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск, 1980а. - С.14-27.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С.** Особенности петрохимии офиолитового вулканизма Тувы // Там же. - 1980б. - С.131-147.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С.** Эволюция офиолитовых комплексов Тувы // Эволюция офиолитовых комплексов. - Свердловск, 1981. - С.37-39.
- Велинский В.В., Банников О.Л.** О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов // Вопросы генетической петрологии. - Новосибирск, 1981. - С.40-61.
- Велинский В.В., Банников О.Л.** О специфическом составе пород Чаган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. - Новосибирск, 1982. - С.40-55.
- Велинский В.В., Гора М.П.** Основные черты состава пород Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) в связи с его асбестоносностью // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.2. Минералогия, метаморфизм. - Новосибирск, 1983. - С.49-66.
- Велинский В.В., Николаев Д.П., Банников О.Л., Истомин В.Е.** Глубинное строение и состав пород Среднетерсинского гипербазитового массива (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика. - 1985. - N 8. - С.31-41.
- Велинский В.В., Банников О.Л.** Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. - 102 с.

**Велинский В.В.** О возможной природе альпинотипных гипербазитов литосферы // Геология и геофизика. - 1987. - N 12. - С.3-11.

**Вергунов Г.П., Прялухина А.Ф.** Островные дуги и геосинклинальный процесс // Докл. АН СССР.- 1974. - Т. 218, N 4. - С.909-912.

**Вернон Р.Х.** Метаморфические процессы. - М.: Недра, 1980. - 226 с.

**Виноградская Г.М.** Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // Докл. АН СССР. - 1954. - Т. 97, N 5. - С. 899-902.

**Виноградская Г.М.** О генезисе полосчатых дунит-пегматитов западной полосы гипербазитов Урала // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер. Вып. 21. Петрограф. сб. 2. - Л., 1957. - С.66-80.

**Висьневский Я.С.** Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов // Вопросы магматизма и металлогении СССР. - Ташкент, 1958. - С.702-707.

**Висьневский Я.С., Головкин А.В., Коптева В.В. и др.** Ультраосновные вулканы Алайского хребта // Сводные палеовулканологические карты СССР. - Ташкент, 1986. С.110-112.

**Вишневский Л.Е., Савочкина Е.Н., Шатагин Н.Н.** Петрохимические особенности и металлогения вулканических ультрамафитов (пикритов) офиолитовой ассоциации северного склона Алайского хребта (Южная Фергана) // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - С.148-149.

**Волохов И.М., Иванов В.М., Пругов В.П.** Усинский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау // Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. - М.,1969. - С.216-235.

**Волохов И.М., Иванов В.М., Оболенская Р.В.** Карашатский базит-гипербазитовый плутон - еще одно проявление габбро-пироксенит-дунитового формационного типа в Туве // Проблемы магматической геологии. - Новосибирск, 1973. - С.61-87.

**Волченко Ю.А., Неустроева И.И.** Геохимия платиноидов и генетическое расчленение ультрабазитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - С.34-35.

**Высоцкий С.В.** Магматическая расслоенность базит-гипербазитовых комплексов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Ультраосновные магмы и их металлогения. - Владивосток, 1983. - С.48-49.

**Высоцкий С.В., Пушин И.К., Таскаев В.И., Кирюхина Н.И.** Первая находка оливнинового бонинита в желобе Тонга//Докл. АН СССР.-1983.-Т. 271, N 1. - С.169-173.

**Высоцкий С.В.** К вопросу о магматической расслоенности в офиолитах островных дуг (на примере полуострова Камчатский Мыс) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. - Владивосток,1985. - С.46-77.

**Высоцкий С.В.** Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. - Владивосток: Изд. ДВО АН СССР, 1989. - 196 с.

**Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.** Палеозойско-мезозойские рифтоподобные комплексы Сахалина и некоторые особенности его тектонического развития // Восточно-азиатские островные системы. - Южно-Сахалинск, 1978.-С.33-50.

**Гаврилова С.Н.** Петролого-минералогические особенности гипербазитов массива Пай-Ер (Полярный Урал). - М.: Наука, 1977.- 146 с.

**Гегузин Я.Е.** Очерки о диффузии в кристаллах. - М.: Наука, 1974. - 250 с.

- Геологический словарь:** В 2-х т. - М.: Недра, 1973.- Т.1.- 486 с.; - Т. 2.- 456 с.
- Геология** дна Филиппинского моря. - М.: Наука, 1980. - 261 с.
- Геология** окраинных бассейнов. - М.: Мир, 1987. - 462 с.
- Геология** рифта Таджура: наблюдения из подводных аппаратов. - М.: Наука, 1987. - 239 с.
- Говоров Г.И., Цветков А.А.** Базальтоидный магматизм Малой Курильской гряды // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. - Владивосток, 1985. - С.143-170.
- Гоникберг В.Е.** Позднедокембрийские базальтоиды Агардагской шовной зоны (Тува) и геодинамическая обстановка их накопления // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1988. - N 7. - С.9-17.
- Гончаренко А.И.** Гипербазиты северной части Кузнецкого Алатау: Автореф. дис... канд. геол.-мин.наук. - Томск, 1969. - 22 с.
- Гончаренко А.И.** Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение // Сов. геология. - 1976. - N 12. - С.75-86.
- Гончаренко А.И.** Складчатые деформации альпинотипных гипербазитов Юга Сибири // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 235. - С.431-434.
- Гончаренко А.И., Баранов М.А., Сибилев А.К.** Внутренняя структура и деформации гипербазитов в офиолитах Иджимского массива (Западный Саян) // Геология, петрология и полезные ископаемые Сибири. - Томск, 1979. - С.184-208.
- Гончаренко А.И., Симонов В.А.** Флюидные включения в пластически деформированных оливинах альпинотипных гипербазитов // Докл. АН СССР. - 1984. - Т. 276, N 1. - С.223-231.
- Гончаренко А.И., Чернышов А.И., Каячев Н.Ф., Захаров Н.Д.** Деформационная структура Ак-Довуракского гипербазитового массива и ее роль в распределении асбеста // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 3. Петрография, петрохимия, минералогия. - Новосибирск, 1986. - С.59-75.
- Гончаренко А.И., Бетхер О.В.** Оливин-хромитовые равновесия и их связь со степенью пластической деформации гипербазитов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 4. Минералогия, геохимия. - Новосибирск, 1987. - С.19-29.
- Гончаренко А.И.** Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. - 404 с.
- Грановский А.Г., Юсим Э.И., Таскаев В.И. и др.** Ассоциации платиноидов в гипербазитах различных формаций Корякского нагорья // Ультраосновные магмы и их металлогения. - Владивосток, 1983. - С. 143-144.
- Грачев А.Ф., Федоровский В.С.** О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов // Сов. геология. - 1970. - N 12. - С.121-122.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.** Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. - М., 1968. - С.132-227.
- Грудинин М.И.** Роль флюидов при формировании базит-гипербазитовых образований // Флюидный режим формирования мантийных пород. - Новосибирск, 1980. - С.124-131.
- Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В., Лашкевич В.В.** Роль флюидов при формировании и гранитизации пород ультрабазит-базитового ряда // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1986. - N 6. - С.31-38.

- Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В.** Эволюция флюидного режима формирования ультрабазит-базитовых ассоциаций Байкальской горной области // Петрология флюидных силикатных систем. - Новосибирск, 1987. - С.103-111.
- Данюшевский Л.В., Соболев А.В., Кононкова Н.Н.** Первичный расплав высокотитанистой серии бонинитов желоба Тонга // Геохимия магматических пород. - М., 1986. - С.29-30.
- Данюшевский Л.В., Соболев А.В.** Новые данные по петрологии бонинитов Тонга // Геология и геофизика. - 1987. - N 12. - С.100-103.
- Девириц А.Л.** Обнаружение низких и высоких D/H отношений // Тез. докл. 10 Всесоюз. симпозиума по стабильным изотопам и геохимии. - М., 1984. - С.240.
- Денисова Е.А.** Деформации ультраосновных метаморфитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. - 1982. - N 2. - С.32-45.
- Денисова Е.А.** Структура лерцолитовых массивов Южного Урала: Автореф. дис ... канд. геол.-мин. наук. - М., 1987. - 19 с.
- Диденко В.Н., Кориневский В.Г., Куренков С.А. и др.** Комплекс параллельных даек Южных Мугодзар // История развития Уральского палеоокеана. - М., 1984. - С.80-101.
- Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М.** Химические составы породообразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 2. Минералы платиновых элементов. - Магадан: Изд. СВКНИИ, 1985. - 60 с.
- Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г.** Аксессуарные и рудообразующие хромшпинелиды некоторых дунит-перидотитовых массивов Корякского нагорья // Зап.Всесоюз. минерал. о-ва. - 1986. - N5. - С.569-581.
- Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Акинин В.В.** Аксессуарные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. - 1987. - N 4. - С.66-76.
- Дмитриев Л.В.** Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. - Новосибирск, 1973. - С.101-111.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М.** Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава // Геохимия. - 1979. - N 2. - С.163-178.
- Добрецов Н.Л.** К проблеме генезиса гипербазитов // Геология и геофизика. - 1964. - N 3. - С.3-20.
- Добрецов Н.Л.** Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Докл. АН СССР. - 1974. - Т. 216, N 6. - С.1383-1386.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.** Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта // Геология и геофизика. - 1976. - N 2. - С.40-53.
- Добрецов Н.Л.** Введение в глобальную петрологию. - Новосибирск: Наука, 1980. - 200 с.
- Добрецов Н.Л.** Петрологические модели: паратексис и генезис офиолитов // Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. - Новосибирск, 1981. - С.109-124.
- Добрецов Н.Л.** Офиолиты и проблемы Байкало- Муйского офиолитового пояса.

Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. - Новосибирск, 1983. - С.11-19.

**Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П.** Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. - Новосибирск, 1985. - С.181-191.

**Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В.** Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Там же. - С.34-58.

**Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляров Е.В., Медведев В.Н.** Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика. - 1986. - N 12. - С.29-35.

**Добрецов Н.Л.** Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. - Новосибирск, 1990. - С.7-25.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А.** Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР. - 1991. - Т. 318, N 2. - С.413-418.

**Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.** Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. - 1992. - N 12. - С.3-14.

**Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш., Бакуменко И.Т.** Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенезации и криометрии // Минералогическая термометрия и барометрия. - М., 1968. - Т. 2. - С.9-18.

**Долматов Б.К., Мельникова С.А., Стефанов Ю.М.** Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. - 1969. - Т. 187, N 5. - С.1117-1119.

**Долматов Б.К., Хотин М.Ю.** Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс // Сов. геология. - 1969. - N 7. - С.86-96.

**Долматов Б.К.** Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки: Автореф. дис ... канд. геол.-мин. наук. - Владивосток, 1972. - 26 с.

**Дриц В.А., Слонимская М.В., Степанов С.С. и др.** О роли восстановленных флюидов в процессах серпентинизации ультрабазитов // Литология и полез. ископаемые. - 1983. - N 5. - С.102-113.

**Евзикова Н.З.** О пегматитах основных пород и механизм возникновения в них письменной структуры полевого шпата и кварца // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. - 1955. - Ч.84, N 3. - С.16-21.

**Еремеев В.П.** О гипербазитах Тувы и связанных с ними габброидных породах // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. - М., 1965. - С.101-111.

**Еремеев В.П., Сибилев А.К.** Иджимский гипербазитовый плутон (Западный Саян) в связи с его асбестоносностью // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1969. - N 8. - С.14-24.

**Ермаков Н.П.** Исследования минералообразующих растворов. - Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1950. - 459 с.

**Ермаков Н.П.** Геохимические системы включений в минералах. - М.: Недра, 1972. - 374 с.

**Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.** Термобарогеохимия. - М.: Недра, 1979. - 271 с.

- Ершова З.П., Дмитриев Р.В., Александрова Э.С.** К вопросу о природе водорода, выделяющегося при нагревании амфиболов // 10-е Всесоюз. совещ. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. - Киев, 1981. - С.181-188.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П.** Кытлымский платиноносный массив. - М.: Недра, 1967. - 336 с.
- Ефимов А.А.** Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. - М.: Наука, 1984. - 232 с.
- Жуланова И.Л.** Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. - М.: Наука, 1990. - 304 с.
- Жуланова Н.Л., Перцев А.Н.** О гетерогенности мафит-ультрамафитовых массивов хребта Пекульней (Анадырско-Корякская складчатая система) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. - 1988. - Т.117, N 3. - С.276-293.
- Жуланова И.Л., Перцев А.Н.** Базиты северной части хребта Пекульней: геология, петрологические особенности, проблема происхождения // Тихоокеан. геология. - 1987. - N 3. - С.65-76.
- Заварицкий А.Н.** Дунит Нижне-Тагильского массива на Урале с глубины 500 м // Вестн. Геол. ком. - 1925. - N 4. - С.14-18.
- Заварицкий А.Н.** О классификации магматических рудных месторождений // Изв. Геол. ком. - 1926. - N 2. - С.27-45.
- Зайков В.В., Зайкова Е.В.** О возрасте актовраковского комплекса и перерыве в нижнем кембрии Тувы // Геология и геофизика. - 1969. - N 7. - С.121-124.
- Зайков В.В.** Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. - Новосибирск: Наука, 1976. - 127 с.
- Зайков В.В.** Кембрийские эвгеосинклинальные зоны Тувы и колчеданное оруденение // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск, 1980. - С.147-158.
- Зайков В.В., Кашинцев Г.Л.** Пикриты перидотитового состава Мугоджар (Южный Урал) // Ультраосновные магмы и их металлогения. - Владивосток, 1983. - С.45-46.
- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В. и др.** Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа // Океанический магматизм: Эволюция, геологическая корреляция.-М., 1986. - С.218-241.
- Закариадзе Г.С., Магакян Р.Г., Цамерян О.П. и др.** Проблемы раннеальпийской эволюции Малого Кавказа в свете геохимических данных о вулканических сериях островодужного типа // Строение сейсмофокальных зон. - М., 1987. - С.150-167.
- Зимин С.С.** Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия.-М.: Наука, 1973а.-251 с.
- Зимин С.С.** Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. - Новосибирск: Наука, 1973б. - 89 с.
- Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И., Щека С.А.** Меймечит-пикритовый и габбро-диабазовый комплекс хр.Пекульней на Северо-Востоке СССР // Докл. АН СССР. - 1979. - Т.249, N 4. - С.954-957.
- Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И.** Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. - М.: Наука, 1983. - 136 с.
- Зимин С.С., Гайденко С.В.** О природе офиолитов // Эволюция геологических процессов Дальнего Востока. - Владивосток, 1987. - С.15-23.

**Злобин С.К., Дмитриев Л.В.** О генезисе хромитовых месторождений в офиолитах // Докл. АН СССР. - 1985. - Т.282, N 1. - С.158-161.

**Злобин С.К., Дмитриев Л.В., Кононкова Н.Н.** Два типа хромитовых руд в офиолитах Малого Кавказа // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - С.92-94.

**Злобин С.К., Закариадзе Г.С.** Геохимические черты островодужных плутонических комплексов и их палеоаналогов // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1985. - N 11. - С.1567-1577.

**Золотарев Б.П., Войтов Г.И., Саркисян И.С., Черевичная Л.Ф.** Газы базальтоидов Срединно-Атлантического хребта (по материалам 45-го рейса "Гломар Челленджер") // Докл. АН СССР. - 1978. - Т.243, N 4. - С.1032-1035.

**Золотарев Б.П., Войтов Г.И., Жогина Л.М.** Газы базальтоидов Срединно-Атлантического хребта (по материалам рейса N 49-го "Гломар Челленджер") // Докл. АН СССР. - 1981a. - Т.261, N 1. - С.194-197.

**Золотарев Б.П., Войтов Г.И., Старобинец И.С.** Газы в молодых базальтоидах из Калифорнийского залива (по данным 65-го рейса "Гломар Челленджер") // Докл. АН СССР. - 1981b. - Т.260, N 6. - С.1466-1469.

**Зоненшайн Л.П.** Офиолиты Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. - М., 1977. - С.26-34.

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.** Рифтовые структуры в геологическом прошлом // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. - Новосибирск, 1977. - С.11-15.

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов // Геотектоника. - 1978. - N 1. - С.19-42.

**Зоненшайн Л.П.** Связь геосинклинальных областей с зонами поддвига литосферных плит // Океанология. Геофизика океана: В 2 т. - М., 1979. - Т.2: Геодинамика. - С.280-293.

**Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.** Введение в геодинамику.-М.:Недра,1979.- 311с.

**Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Зайков В.В. и др.** Опыт изучения океанической коры на Урале // Эволюция офиолитовых комплексов. - Свердловск, 1981a. - С.53-55.

**Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г.** Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. - 1981b. - N 2. - С.3-22.

**Зоненшайн Л.П., Матвеенков В.В., Хаин В.В.** Разрез базальтового слоя палеоокеанической коры по реке Шулдак (Южный Урал, Мугоджары): реконструкция спрединга и рельефа девонского океанического ложа // История развития Уральского палеоокеана. - М., 1984. - С.101-111.

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Коптева В.В.** Офиолиты Западной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. - Новосибирск, 1985. - С.7-19.

**Иванов О.К., Штенгельмейер С.В.** Вязкость и температура кристаллизации расплавленных ультрамафитов // Геохимия. - 1982. - N 3. - С.330-337.

**Иванов О.К.** Условия формирования дунитовых интрузий платиноносного пояса Урала // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. - Новосибирск, 1983. - С.180-186.

**Иванов О.К.** Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов платиноносного пояса Урала. - Свердловск, 1986. - 58 с.

**Иванов О.К.** Миаролитовые дуниты в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Докл. АН СССР. - 1988. - Т.301, N 2. - С.413-415.

**Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Беянина Г.Н.** Реликт рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. - 1973. - Т.211, N 4. - С.939-942.

**Иванов С.Н.** Офиолиты на сиалической коре // Эволюция офиолитовых комплексов. - Свердловск, 1981. - С.72-78.

**История** развития Уральского палеоокеана. - М., 1984. - 164 с.

**Кадик А.А., Луканин О.А.** Пути дегазации мантии при ее плавлении: изменение окислительно-восстановительного и флюидного режима базальтовых магм при их движении к поверхности // Геохимия. - 1985. - N 2. - С.163-178.

**Кадик А.А.** Влияние плавления на эволюцию флюидного и окислительно-восстановленного режимов верхней мантии Земли // Геохимия. - 1988. - N 2. - С.236-245.

**Казак А.П.** Высокобарические метаморфиты офиолитовой ассоциации севера Урала // Магматизм и рудные полезные ископаемые Европы. Северо-Восток СССР. - Сыктывкар, 1987. - С.87-88.

**Казьмин В.Г., Кулаков В.В.** Геологическая карта Сирии м-ба 1:50 000 и объяснительная записка к ней. - М.: Техноэкспорт, 1968. - 124 с.

**Казьмин В.Г.** Рифтовые структуры Восточной Африки - раскол континента и зарождение океана. - М.: Наука, 1987. - 204 с.

**Кайгородцев Г.Г.** Офиолитовые формации хребта Пекульней // Материалы по геологии полезных ископаемых Северо-Востока СССР. - Магадан, 1961. - Вып.15. - С.93-104.

**Калинин Д.В.** О нижних температурных границах образования тремолита, диопсида и волластонита в гидротермальных условиях (экспериментальные данные) // Геология и геофизика. - 1967. - N 1. - С.57-83.

**Калинин Д.В., Денискина Н.Д., Лохова Г.Г.** Амфиболовые асбесты, их синтез и генезис в природе. - Новосибирск: Наука, 1975. - 94 с.

**Калиниченко А.М., Пасальская Л.Ф., Матяш И.В. и др.** О природе водорода, выделяющегося при нагревании биотитов и амфиболов в инертной среде // Геохимия. - 1985. - N 2. - С.254-258.

**Калюжный В.А., Сущевская Н.М., Редько Л.Р. и др.** Материалы к геохимии летучих компонентов основных магм океанического дна ( $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в закалочных стеклах и минералах толеитов и бонинитов) // Термобарогеохимия и геохимия рудообразующих флюидов. - Львов, 1985. - Ч.1. - С.132-135.

**Каменецкий В.С., Соболев А.В., Данюшевский Л.В., Кононкова Н.Н.** Фракционирование примитивных толеитов океанических рифтов Атлантики по данным исследования магматических включений в минералах // Там же. - С.137-138.

**Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И., Абрамова Е.Е.** Петрография и минералогия магматических пород впадины Хесса // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1980. - N 5. - С.14-23.

**Кашинцев Г.Л., Зайков В.В.** Пикриты ультраосновного состава Мугоджар (Южный Урал) // Геохимия магматических пород современных и древних зон. - Новосибирск, 1987. - С.121-128.

**Кеpezинскas В.В., Кеpezинскas К.Б., Бобров В.А., Пархоменко В.С.** Геохимия вулканогенных пород метаофиолитовых формаций Монголии и условия образования палеоокеанической литосферы // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. - Новосибирск, 1985. - С.4-26.

**Кебезиискас К.Б., Томиленко А.А.** Динамика изменения состава флюида при метаморфизме пород офиолитовых зон (на примере Восточного Прихубсугуля) // Докл. АН СССР. - 1985. - Т.285, N 4. - С.963-966.

**Кебезиискас К.Б., Кебезинскас В.В.** Формационный анализ зеленокаменных и офиолитовых поясов и эволюция состава палеоокеанической коры // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. - Новосибирск, 1986. - С.100-104.

**Кебезинскас К.Б., Кебезинскас В.В., Зайцев Н.С.** Эволюция земной коры Монголии в докембрии - кембрии. - М.: Наука, 1987. - 168 с.

**Кебезинскас К.Б., Симонов В.А., Шараф М. и др.** Флюидный режим образования пород Баэр-Басситской офиолитовой ассоциации Сирии // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып.1. Общие вопросы. - Новосибирск, 1990. - С.30-47.

**Книппер А.Л.** Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. - М.: Наука, 1975. - 208 с.

**Книппер А.Л., Рукис М.** Тектоническое положение офиолитового комплекса Северо-Западной Сирии // Сирийский геол. журн. - 1985. - Вып.8. - С.16-31.

**Книппер А.Л., Савельева Г.Н.** Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития // Твердая кора океанов (проект "Литос"). - М., 1987. - С.168-181.

**Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукис М.** Офиолитовая ассоциация Северо-Западной Сирии // Геотектоника. - 1988. - N 1. - С.92-104.

**Кокарев Г.Н., Крылова Г.И., Смирнов А.А., Шуляева Л.Н.** Демантоиды и пектолит в ультрамафитах Куюльского массива (Северная Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1984. - Т.59, N 4. - С.155-156.

**Колман Р.Г.** Офиолиты. - М.: Мир, 1979. - 262 с.

**Колман Р.Г., Хэдли Д.Г., Флек Р.Г. и др.** Миоценовые офиолиты Тихама-Азир и их генезис в связи с образованием Красного моря // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М., 1979. - С.107-123.

**Колотилев Л.И., Казанцев М.М., Петров В.В.** Кемпирсайский ультрабазитовый массив, его геолого-петрографическая зональность и морфогенетические типы хромитового оруденения // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - С.58-60.

**Комов И.Л., Лукашев А.Н., Коплус А.В.** Геохимические методы поисков месторождений неметаллических полезных ископаемых. - М.: Недра, 1982. - 266 с.

**Конев А.А., Бекман И.К.** О происхождении газов, выделяющихся при нагревании горных пород и минералов // Геология и геофизика. - 1978. - N 12. - С.33-39.

**Конников Э.Г.** Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. - Новосибирск: Наука, 1978. - 117 с.

**Конников Э.Г., Куликова А.Б., Куликов А.А., Кнслев Е.В.** Распределение благородных металлов в гипербазит-базитовых комплексах Байкальской горной области // Геохимия. - 1987. - N 7. - С.970-977.

**Коновалов Ю.И., Колобов В.Ю., Симонов В.А.** Магматизм системы хребет-желоб Муссау (Каролинское море) как индикатор его островодужной природы // Геология Тихого океана. - Владивосток, 1987. - Ч.1. - С.121-123.

**Коновалова О.Г., Прусевич Н.А.** Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. - Новосибирск: Наука, 1977. - 165 с.

**Континентальные рифты.** - М.: Мир, 1981. - 483 с.

**Коптева В.В.** Проявление подводного фонтанирования базальтов и пикрит-базальтов в герцинидах Алайского хребта // Докл. АН СССР. - 1987. - Т.294, N 4. - С.928-930.

**Коптева В.В., Кобылин В.Г.** Механизм образования структуры "дайка в дайке" // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1987. - N 2. - С.29-41.

**Кориневский В.Г.** Нижнедевонская вулканогенная формация Западных Мугоджар: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. - Алма-Ата, 1969. - 21 с.

**Коробейников А.Ф., Гончаренко А.И.** Золото в офиолитовых комплексах Алтае-Саянской складчатой области // Геохимия. - 1986. - N 1. - С.49-62.

**Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Зайков В.В., Кориневский В.Г.** Палеозойские офиолиты Южного Урала и их минерогения // Рифейские нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. - Новосибирск, 1985. - С.71-86.

**Кортусов М.П.** Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау) // Нижнепалеозойские интрузивные комплексы. - Томск, 1967. - Т.1. - С.225.

**Котляр А.Л., Борисенко В.И., Сухин В.В.** Платиноиды в офиолитах Ерементау-Ниязского антиклинария (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. - 1983. - Т.272, N 3. - С.667-670.

**Котова Л.Н.** Гиалокластиты Алайского хребта // Докл. АН СССР. - 1975. - Т.224, N 1. - С.171-174.

**Котова Л.Н.** Гиалокластиты ультраосновного состава в Южно-Тяньшанском офиолитовом поясе // Докл. АН СССР. - 1977. - Т.232, N 6. - С.1391-1394.

**Кошкин А.В., Куренков С.А.** Геодинамика и петрология зон палеоспрединга // Геология Тихого океана. - Владивосток, 1987. - С.111.

**Кравченко-Бережной И.Ф.** Генезис высокоглиноземистых толеитов (на примере базальтов о-ва Карагинского) // Геологические процессы литосферы. - М 1986. - С.8-11.

**Кравченко-Бережной И.Ф., Чехович В.Д.** Проблема офиолитов юга Корякского нагорья и о-ва Карагинского // Офиолиты восточной части Азии. Хабаровск, 1986. - С.35-39.

**Кропоткин П.Н., Валяев Б.М.** Тектонический контроль процессов дегазации Земли и генезис углеводородов // Докл. 27-го Международ. геол. конгр. - М., 1984. - Т.13. - С.173-178.

**Крячко В.В.** Платиновые элементы и минеральные парагенезисы в хромитовых рудах дунит-гарцбургитовых массивов Корякского нагорья // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - С.35-36.

**Кузнецов В.А.** Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы // Докл. АН СССР. - 1948. - Т.ЛХ, N 2. - С.269-273.

**Кузнецов П.П., Симонов В.А.** Некоторые черты строения Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 1976. - N 7. - С.102-105.

**Кузнецов П.П., Симонов В.А.** О структурном положении негранитных

пегматитов в разрезах габбро-гипербазитовых массивов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. - 1978. - N 3. - С.63-72.

**Кузнецов П.П.** Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Наука, 1980. - 97 с.

**Кузнецов П.П., Симонов В.А.** Офиолитогенез в рифтовых зонах // Структурные элементы земной коры и их эволюция. - Новосибирск, 1983. - С.99-109.

**Кузнецов П.П., Симонов В.А.** Офиолиты и рифты. - Новосибирск: Наука, 1988. - 150 с.

**Кузнецов П.П., Куренков С.А., Милеев В.С. и др.** Фрагменты ранне-палеозойской островодужной системы в Курайском хребте (Горный Алтай) // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. - Новосибирск, 1991. - С.55-82.

**Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964.-387с.

**Кузьмин М.И., Конусова В.В.** Распределение редкоземельных элементов в магматических породах хан-тайширского комплекса (Западная Монголия) // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. - Новосибирск, 1982. - С.43-49.

**Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И.** Химический и редкоэлементный состав базальтоидов реки Шулдак (Южные Мугоджары) // История развития Уральского палеоокеана. - М., 1984. - С.126-140.

**Кузьмин М.И.** Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. - Новосибирск: Наука, 1985. - 198 с.

**Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Антипин В.С.** Геохимия палеозойских офиолитов и их первичная природа // Геология и геофизика. - 1986. - N 1. - С.81-88.

**Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П.** Модель магматического очага под срединно-океаническими хребтами // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. - Новосибирск, 1987. - С.4-22.

**Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И.** Особенности вещественного состава коры Уральского палеоокеана на примере офиолитов Южных Мугоджар // Там же. - С.148-157.

**Куренков С.А.** Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Алайский и Атбашинский хребты). - М.: Наука, 1983. - 96 с.

**Куренков С.А., Перфильев А.С.** Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. - 1984. - N 5. - С.3-14.

**Кутолин В.А.** Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных комплексов в верхней мантии // Геология и геофизика. - 1977. - N 8. - С.3-10.

**Кутолин В.А.** Перекристаллизация вещества верхней мантии в зонах Беньофа и ее петрологические и металлогенические следствия // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. - М., 1982. - С.28-41.

**Лазыко Е.Е., Дистлер В.В., Белоусов Г.Е.** Платина и платиноиды в ультраосновных и основных породах Войкаро-Сыньинского офиолитового массива (Полярный Урал) // Докл. АН СССР. - 1981. - Т.258, N 2. - С.465-469.

**Лазаренко Е.Е., Кузнецова С.В., Белевцев Р.Я.** Температурные условия кристаллизации базальта из рифтовой части Аравийско-Индийского хребта // Докл. АН УССР. - 1981. - N 5. - С.14-16.

**Лазько Е.Е.** Два типа высокотемпературных ультрамафитовых метасоматитов в офиолитах Урала // *Метасоматизм и рудообразование*. - М., 1984. - С.45-56.

**Лазько Е.Е.** Серпентиниты и габброиды разлома Кларин (центральная часть Тихого океана) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* - 1985. - N 12. - С.28-42.

**Лазько Е.Е.** Петрохимические типы и провинции гипербазитов Мирового океана // *Твердая кора океанов (проект "Литос")*. - М., 1987. - С.27-38.

**Лазько Е.Е., Гладков Н.Г.** Интрузивные породы зоны разломов Парасе-Вела (Филиппинское море) в свете проблемы корреляции габбро-гипербазитовых комплексов срединно-океанических хребтов, окраинных морей и островных дуг с офиолитами // *Геология Тихого океана*. - Владивосток, 1987. - С.106-108.

**Лебедев П.И.** Титаномагнетито-габбровый комплекс массива Патын (Кузнецкий Алатау). - М., 1935. - 60 с.

**Лемлейн Г.Г.** Морфология и генезис кристаллов. - М.: Наука, 1973. - 327 с.

**Лепезин Г.Г.** Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Наука, 1978. - 229 с.

**Леснов Ф.П.** О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // *Геология и магматизм Монголии*. - М., 1979. - С.156-157.

**Леснов Ф.П., Симонов В.А., Поспелова Л.Н.** Об условиях кристаллизации габброидов Куюльского базит-гипербазитового плутона (Корякское нагорье) // *Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии*. - Новосибирск, 1980. - С.174-189.

**Леснов Ф.П.** Структурно-генетические взаимоотношения гипербазитов и габброидов в офиолитовых поясах Монголии // *Вопросы магматизма и металлогении МНР*. - Новосибирск, 1981. - С.62-71.

**Леснов Ф.П.** Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // *Гипербазитовые ассоциации складчатых областей*. Вып.1. Геология, петрохимия, геохимия. - Новосибирск, 1982. - С.58-95.

**Леснов Ф.П., Белоусов В.И., Агеева Л.И., Васильев Ю.Р.** Новые данные по геологии и петрологии Сарталинского полигенного базит-гипербазитового плутона (Южный Тянь-Шань) // *Там же*. - Новосибирск, 1982. - С.26-58.

**Леснов Ф.П., Цимбалист В.Г.** Распределение элементов платиновой группы и золота в базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // *Гипербазитовые ассоциации складчатых областей*. Вып.2. Минералогия, метаморфизм. - Новосибирск, 1983. - С.66-71.

**Леснов Ф.П.** Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. - Новосибирск: Наука, 1986. - 136 с.

**Леснов Ф.П.** Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей: Автореф. дис... д-ра геол.-мин.наук. - Новосибирск, 1988. - 33 с.

**Летников Ф.А., Шкарупа Т.А.** Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах. - Иркутск, 1977. - 25 с.

**Летников Ф.А., Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В.** Флюидный режим формирования ультраосновных пород // *Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов*. - Свердловск, 1985. - С.7-8.

- Летников Ф.А., Гантимурова Т.П.** К проблеме информативности флюидных компонентов, заключенных в горных породах и минералах // Петрология флюидно-силикатных систем. - Новосибирск, 1987. - С.4-22.
- Лидин Г.Д., Матвиенко Н.Г., Зимаков Б.М.** Новые данные о выделениях водородных природных газов из ультраосновных пород // Докл. АН СССР. - 1982. - Т.264, N 5. - С.1224-1228.
- Литвиновский Б.А., Летников Ф.А.** Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм // Вопросы генетической петрологии. - Новосибирск, 1981. - С.111-132.
- Ломова О.С., Александрова В.А.** Морфогенетические типы и особенности формирования базальтов мугоджарских пиллоу-лав (Южный Урал) // Минеральные преобразования пород океанической коры. - М., 1984. - С.91-94.
- Лутц Б.Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. - М.: Недра, 1980. - 246 с.
- Лутц Б.Г.** Химические критерии различия океанических и островодужных базальтов // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. - Новосибирск, 1984. - С.102-108.
- Луцкина Н.В.** Гипербазиты Восточной Камчатки // Магматизм Северо-Востока СССР. - Магадан, 1968. - С.142-144.
- Магматические горные породы:** В 6 т. - М.: Наука, 1985-1988. - Т.3: Основные породы. - 1985. - 487 с.; - Т.5: Ультраосновные породы. - 1988. - 508 с.; Т.6: Эволюция магматизма в истории Земли. - 1987. - 438 с.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов /** Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П. и др. - Новосибирск: Наука, 1975. - 232 с.
- Макарычев Г.И., Висьневский Я.С.** Северные предгорья Алайского хребта // Офиолиты в земной коре. - М., 1973. - С.8-17.
- Макарычев Г.И.** Проблема становления "гранитного" слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня // Геотектоника. - 1974. - N 5. - С.3-18.
- Макарычев Г.И., Куренков С.А.** Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1974. - N 4.-С.22-24.
- Макарычев Г.И.** Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. - М.: Наука, 1978. - 196 с.
- Макарычев Г.И.** Роль офиолитовой ассоциации в тектонической эволюции земной коры Южного Тянь-Шаня // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М., 1979. - С.31-46.
- Максвелл Дж.К.** Офиолиты: древняя океаническая кора или глубинный диапир? // Офиолиты в земной коре. - М., 1973. - С.11-13.
- Малпас Д., Стевенс Р.К.** Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника. - 1977. - N 6. - С.83-102.
- Мамчур Г.П., Сворень Й.М., Калюжный В.А. и др.** Изотопный состав углерода свободной углекислоты из базальта дна Индийского океана // Тез. докл. Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. - М., 1981. - С.234-235.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л.** Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. - М., 1974. - С.102-130.

**Маракушев А.А.** Вопросы рудоносности гипербазитов // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. - Свердловск, 1979. - С.3-23.

**Маракушев А.А., Безмен Н.И.** Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондритов // Докл. АН СССР. - 1980. - Т.251, N 5. - С.1222-1224.

**Маракушев А.А.** Проблема происхождения дунитов // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1987. - N 7. - С.21-35.

**Маракушев А.А.** Петрогенезис. - М.: Недра, 1988. - 293 с.

**Марков М.С.** Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг // Геотектоника. - 1970. - N 2. - С.93-111.

**Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю.** Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геотектоника. - 1972. - N 4. - С.99-108.

**Марков М.С.** Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. - М.: Наука, 1975. - 232 с.

**Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я.** Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса // Геотектоника. - 1977. - N 6. - С.15-31.

**Марков М.С., Некрасов Г.Е.** Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульней, Чукотка) // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М., 1979. - С.81-92.

**Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А.** Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. - М., 1982. - С.30-79.

**Маркова Н.Г.** Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. - М.: Наука, 1975. - 120 с.

**Матвеевков В.В., Хаин В.В.** Палеовулканическая постройка Караксак (Южные Мугоджары): опыт изучения палеоокеанического ложа // История развития Уральского палеоокеана. - М., 1984. - С.112-125.

**Меланхолина Е.Н.** Габброиды и параллельные дайки в структуре о-ва Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геотектоника. - 1978. - N 3. - С.128-136.

**Мелсон У.Г., Томпсон Г.** Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. - М., 1973. - С.30-49.

**Меляховецкий А.А.** Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. - Новосибирск: Наука, 1982. - 134 с.

**Меляховецкий А.А., Скляров Е.В.** Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. - Новосибирск, 1985. - С.58-71.

**Месторождения хризотил-асбеста СССР.** - М.: Недра, 1967. - 511 с.

**Миколайчук А.В.** Догeosинклинальное основание и сейсмичность Ферганско-Кокшаальской складчатой системы: Автореф. дис... канд.геол.-мин.наук. - Фрунзе, 1986. - 23 с.

**Милановский Е.Е.** Рифтовые зоны континентов. - М.: Недра, 1976. - 280 с.

**Милановский Е.Е.** Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место

в геологической истории Земли // Проблемы тектоники земной коры. - М., 1981. - С.38-61.

**Милановский Е.Е.** Рифтогенез в истории Земли // Рифтогенез в подвижных поясах: - М., 1987. - 297 с.

**Миронова О.Ф., Ростоцкая Н.М.** Возможности метода пирохроматографии при анализе флюидных включений в минералах // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч.1. - Львов, 1985. - С.68-69.

**Миронова О.Ф., Савельева Н.И., Икорский С.В., Васюта Ю.В.** Сопоставление результатов валового анализа включений при разных методах извлечения газовой фазы // Геохимия. - 1985. - N 1. - С.111-117.

**Михайлов Н.П., Баранов В.В.** О структурах спинифекс в пикритах Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. - 1981. - N 4. - С.17-24.

**Монич В.К.** Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау // Докл. АН СССР. - 1941. - Т.30, N 2. - С.155-158.

**Морковкина В.Ф.** Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. - М.: Наука, 1967. - 280 с.

**Морковкина В.Ф.** Петрология гипербазитов Севанского хребта. - М.: Наука, 1974. - 144 с.

**Москалева С.В.** Роль метасоматоза в формировании гипербазитов складчатых областей // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. - Новосибирск, 1973. - С.57-75.

**Москалева С.В.** Гипербазиты и их хромитоносность. - Л.: Недра, 1974. - 279 с.

**Москалева В.Н., Шаталов Е.Т.** Типы петрографических провинций СССР. - М.: Недра, 1974. - 167 с.

**Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж.** Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. - М., 1973. - С.50-75.

**Мясников В.С., Карпова О.В.** К минералогии силикатных и рудных минералов Копанского габбрового массива (Южный Урал) // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. - М., 1970а. - С.124-133.

**Мясников В.С., Карпова О.В.** Состав и условия локализации титаномагнетитов Копанского габбрового массива. - М.: Наука, 1970б. - С.206-215.

**Некрасов Г.Е.** Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р.Анадырь) // Докл. АН СССР. - 1978. - Т.238, N 6. - С.1433-1436.

**Никитчин П.А.** К вопросу о геологическом строении и хромитоносности Агардагского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. - Кызыл, 1969. - Вып.1. - С.43-47.

**Никитчин П.А., Рогов Н.В.** К вопросу о "разновозрастности" гипербазитовых интрузий Тувы // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. - М., 1972. - С.80-84.

**Никольский Н.С., Грановский А.Г., Малахов В.В.** О роли флюидов в формировании пикритов и гипербазитов юга Корякского нагорья // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. - Новосибирск, 1980. - С.39-40.

**Никольский Н.С., Грановский А.Г.** Роль флюидного режима в формировании офиолитов ветвейского комплекса (южная часть Корякского нагорья) //

Вулканология и сейсмология. - 1982. - N 1. - С.52-64.

**Никольский Н.С.** Флюидный режим эндогенного минералообразования. - М.: Наука, 1987. - 199 с.

**Осоргин Н.Ю.** Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, метрология). - Новосибирск, 1990. - 32 с. (Препр./ ИГиГ СО АН СССР; N 11).

**Офиолитовая** ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А. и др. - Новосибирск: Наука, 1982. - 100 с.

**Офиолиты** (Итмурынды-Казыкская и Чарская зоны) / Паталаха Е.И., Белый В.А., Ермолов П.В. и др. - Алма-Ата: Наука, 1981. - 180 с.

**Офиолиты** Малого Кавказа. - М.: Недра, 1985. - 240 с.

**Очерки тектоники** Корякского нагорья. - М.: Наука, 1982. - 220 с.

**Очерки тектонического развития** Камчатки. - М.: Наука, 1987. - 248 с.

**Павлов Д.И.** Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование. - М.: Недра, 1975. - 102 с.

**Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.** Хромиты Кемпирсайского плутона. - М.: Наука, 1968. - 179 с.

**Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И.** Закономерности формирования хромитовых месторождений. - М.: Наука, 1973. - 188 с.

**Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В.** Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. - М., 1979. - С.5-79.

**Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д.** Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // Тихоокеан. геология. - 1982. - N 2. - С.31-40.

**Панях Н.А., Соболев С.Ф.** Метаморфизм расслоенного комплекса офиолитов Кемпирсыя // Магматические и метаморфические породы океанической коры. - М., 1983. - С.156-167.

**Парфенов Л.М., Попеко В.А., Попеко Л.И.** Главные структурно-вещественные комплексы о-ва Шикотан и их геологическая природа (Малая Курильская гряда) // Геология и геофизика. - 1983. - N 10. - С.24-34.

**Пейве А.А., Казимиров А.Д.** Основной магматизм полуострова Камчатский Мыс // Очерки по геологии Востока СССР. - М., 1986. - С.41-58.

**Пейве А.А.** Гипербазиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. - 1987. - N 2. - С.41-46.

**Пейве А.В.** Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1956. - N 1. - С.90-105.

**Пейве А.В.** Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. - 1969. - N 4. - С.5-23.

**Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С.** Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. - М., 1971. - С.9-24.

**Пейве А.В., Штрейс Н.А., Буртман В.С. и др.** Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. - 1972. - N 12. - С.7-25.

**Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др.** Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. - 1976. - N 5. - С.6-23.

**Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С.** Офиолиты, современное состояние и задачи исследований // Геотектоника. - 1977. - N 6. - С.4-14.

**Пейве А.В.** Геология раздела Мохоровичича // Проблемы тектоники земной коры. - М.: Наука, 1981. - С.7-13.

**Персиков Э.С.** Вязкость магматических расплавов. - М.: Наука, 1984. - 159 с.

**Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Польской С.Ф., Чехмир А.С.** Взаимодействие водорода с магматическими расплавами // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М., 1986. - С.48-70.

**Перфильев А.С., Руженцев С.В.** Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. - 1973. - N 3. - С.14-26.

**Перфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А.** Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. - 1985. - N 5. - С.19-33.

**Перфильев А.С., Симонов В.А., Батанова В.Г. и др.** Геологическое строение Шатского офиолитового массива // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). - Новосибирск, 1987. - С.97-107.

**Перцев А.Н.** Магматическая дифференциация, метаморфизм и клинопироксен-гранатовые ассоциации в глубинных ультрамафитах хребта Пекульней (Чукотка). Геологические позиции и петрографические особенности // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1987. - N 7. - С.36-41.

**Петерсилье И.А.** Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. - М.: Наука, 1964. - 170 с.

**Петрология** и геохимия островных дуг и окраинных морей.-М.:Наука,1987.-336с.

**Петрология** и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Добрецов Н.Л., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. и др. - Новосибирск: Наука, 1977. - 221 с.

**Пизнюр А.В.** Основы термобарогеохимии (методы термометрии). - Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. - 106 с.

**Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.** Гипербазиты Тувы. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 135 с.

**Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 295 с.

**Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.** О метаморфических пироксенитах Тувы // Геология и геофизика. - 1960. - N 3. - С.39-45.

**Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.** Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. - М.: Наука, 1966. - 211 с.

**Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.** Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. - 1979а. -N 11. - С.10-20.

**Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж.** Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения // Геология и магматизм Монголии. - М.: Наука, 1979б. - С.60-70.

- Пинус Г.В., Агафоиев Л.В., Кузнецов П.П., Лесинов Ф.П.** Петрология гипербазитов Баян-Лэгского пояса (Южная Монголия) // Вопросы генетической петрологии. - Новосибирск, 1981а. - С.180-194.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.** Офиолиты каледонид Монголии и механизм их образования // Эволюция офиолитовых комплексов. Т.1. Общие вопросы и метаморфизм. - Свердловск, 1981б. - С.17-31.
- Пинус Г.В.** К проблеме офиолитов: генетические черты венд-кембрийских офиолитов Монголии // Геология и геофизика. - 1983. - N 9. - С.11-23.
- Пинус Г.В., Агафоиев Л.В., Леснов Ф.П.** Альпинотипные гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 200 с.
- Плюснина Л.П., Головин В.Е.** Минеральные парагенезисы и полиметаморфизм древних офиолитов Тамдытау, Центральный Кызылкум // Минерал. журн. - 1988. - Т.10, N 3. - С.34-44.
- Подводные** геологические исследования с обитаемых аппаратов. - М.: Наука, 1985. - 232 с.
- Природные** стекла - индикаторы геологических процессов. - М.: Наука, 1987. - 157 с.
- Приходько В.С., Бердников Н.В.** Флюидные включения в хромитах из гипербазитов Корякского нагорья // Термобарогеохимия эндогенных процессов. - Благовещенск, 1984. - С.100-102.
- Прокопов Н.С.** Информативность и достоверность хроматографического анализа флюидных включений в минералах (методические аспекты) // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч.1. - Львов, 1985. - С.65-66.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И.** Экспериментальная петрология глубинного магматизма. - М.: Наука, 1978. - 173 с.
- Пушкарев Е.В.** Минералого-геохимические кригерии различия магматических и метасоматических пироксенитов // Оценка перспектив рудоносности геологических формаций при крупномасштабном геологическом картировании и поисках минералого-геохимическими методами. - Л., 1988. - С.153-154.
- Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н.** Тектоника Каролинской океанической ступени (юго-запад Тихого океана) // Геотектоника. - 1986. - N 6. - С.40-54.
- Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Пейве А.А. и др.** Новые данные о строении и вещественном составе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике // Докл. АН СССР. - 1987. - Т.293, N 6. - С.1459-1463.
- Разваляев А.В., Поникаров В.П.** Эволюция земной коры в области активного континентального рифтогенеза // Геотектоника. - 1980. - N 3. - С.3-5.
- Разницин Ю.Н.** Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. - М.: Наука, 1982. - 105 с.
- Риигвуд А.Б.** Состав и петрология мантии Земли. - М.: Недра, 1981. - 584 с.
- Романчев Б.П.** О достоверности температур гомогенизации магматогенных включений // Геохимия. - 1977. - N 5. - С.726-735.
- Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г.** Акцессорная минерализация платиновых металлов как источник информации о генезисе ультрамафитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - С.32-34.
- Рудные** месторождения СССР. Т.1. - М.: Недра, 1974. - 328 с.

**Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Бабанский А.Д.** Изучение расплавных включений в искусственных кристаллах // Геохимия. - 1981. - N 12. - С.1891-1893.

**Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Дмитриев Ю.И., Муравицкая Г.Н.** Вода в родоначальной магме океанических ферробазальтов//Геохимия. - 1984. --N 2. - С.209-216.

**Савельев А.А., Савельева Г.Н.** Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. - 1977. - N 6. - С.46-60.

**Савельев А.А., Самыгин С.Г.** Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. - М., 1979. - С.9-30.

**Савельев А.А., Савельева Г.Н.** Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпийотипных массивов // Тектоническая расслоенность литосферы. - М., 1980. - С.147-171.

**Савельев А.А., Савельева Г.Н.** Положение хромитов в офиолитовых массивах перидотитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - С.87-89.

**Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. - М.: Наука, 1987. - 246 с.

**Самсонов Г.П., Чикунов Г.П.** Геолого-структурная позиция и хромитоносность Южно-Кемпирсайского (главного) рудного поля // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - С.56-58.

**Сатиан М.А.** Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). - Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979. - 168 с.

**Сахно В.Г., Мартынов Ю.М.** Магматизм и особенности флюидного режима основных структур Тихого океана // Твердая кора океанов (проект "Литос"). - М., 1987. - С.65-91.

**Сборщиков И.М., Альмухамедов А.И., Матвеев В.В. и др.** Геологическое строение осевой зоны Красноморского рифта // Вулканология и сейсмология. - 1981. - N 2. - С.49-59.

**Сворень И.М.** Примеси газов в кристаллах минералов и других твердых телах: Автореф. дис... канд.техн.наук. - Львов, 1984. - 19 с.

**Семенов Д.Ф.** Магматические формации тихоокеанских складчатых областей. - М.: Наука, 1982. - 163 с.

**Семенов Ю.Л.** Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира. - Л.: Недра, 1982. - 210 с.

**Сергеев К.Ф.** Тектоника Курильской островной системы. - М.: Наука, 1976. -239с.

**Сибилев А.К.** Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). - Новосибирск: Наука, 1980. - 216 с.

**Сивов А.Г., Пинус Г.В.** К вопросу о поисках асбеста и платины в бассейне р.Ус в Западном Саяне // Вестн. ЗСГГТ. Вып.2. - Томск, 1934. - С.74-75.

**Сидоров Е.Г., Изох А.Э., Кривенко А.П., Чубарев В.М.** О минералах платиноидов Монголии // Геология и геофизика. - 1987. - N 12. - С.108-112.

**Симонов В.А.** Условия минералообразования в негранитных пегматитах. Новосибирск: Наука, 1981. - 168 с.

**Симонов В.А.** Роль летучих при формировании гипербазитов в офиолитовых ассоциациях (по данным термобарогеохимии) // Ультраосновные магмы и их металлогения. - Владивосток, 1983. - С.86-87.

**Симонов В.А.** Составы летучих в породах офиолитовой ассоциации Мугоджар (Южный Урал) // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч.1. - Львов, 1985. - С.121-122.

**Симонов В.А.** Температурный режим кристаллизации пород в офиолитах переходной зоны океан-континент // Геология и геофизика. - 1986а. - N 7. - С.142-147.

**Симонов В.А.** Эволюция температур кристаллизации пород комплекса параллельных даек в офиолитах Корякии // Геохимия магматических пород. Тез. докл. XII Всесоюз. семинар. - М., 1986б. - С.89-90.

**Симонов В.А.** Особенности петрогенезиса офиолитов хребта Пекульней (Чукотка) // Офиолиты восточной окраины Азии. - Хабаровск, 1986а. - С.23-25.

**Симонов В.А., Дмитренко Г.Г., Фомина Л.Н.** Особенности состава летучих в хромитах Корякии // Офиолиты восточной окраины Азии. - Хабаровск, 1986а. - С.120-121.

**Симонов В.А., Ковязин С.В., Фомина Л.Н.** Соединения углерода в газах из хромитов и ультрабазитов Кемпирсайского месторождения // 2 Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. - М., 1986б. - 156 с.

**Симонов В.А., Щербатюк С.Ф., Шешегов Ф.Н.** Физико-химические условия образования гранатов из офиолитов острова Карагинского // Офиолиты восточной окраины Азии. - Хабаровск, 1986в. - С.123-124.

**Симонов В.А., Гончаренко А.И., Чернышов А.И.** Петроструктурная эволюция природно-деформированного дунита при плавлении в условиях ориентированного сжатия // Докл. АН СССР. - 1988. - Т.301, N 3. - С.685-689.

**Симонов В.А., Чашухин И.С., Ковязин С.В.** Закономерности распределения газов в хромитах и ультрабазитах Кемпирсайского месторождения // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1988. - С.89-101.

**Слипченко В.В., Демьяненко В.В., Андреев А.В., Чебуркин А.К.** Самородное золото в серпентинизированных перидотитах разлома Оуэн (Индийский океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1987. - N 12. - С.124-128.

**Слодкевич В.В., Леснов Ф.П.** Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о.Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. - Новосибирск, 1976. - Т.10.-С.53-64.

**Соболев А.В., Слуцкий А.Б.** Составы расплавов и условия кристаллизации ультраосновных лав массива Троодос (о.Кипр) по данным исследования расплавных включений // 6 симпозиум Международ. ассоциации по генезису рудных месторождений. - Тбилиси, 1982. - С.220.

**Соболев А.В.** Петрология и геохимия ультраосновных магм на примере меймечитов севера Сибирской платформы // Автореф. дис... канд.геол.-мин.наук. - М., 1983. - 28 с.

**Соболев А.В., Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Щербаковский А.Я.** Составы и условия кристаллизации расплавов вулканогенного комплекса офиолитов Малого Кавказа по данным изучения расплавных включений // Докл. АН СССР. - 1983. - Т.272, N 2. - С.464-468.

**Соболев А.В., Цамерян О.П., Дмитриев Л.В., Кононкова Н.Н.** Исходный расплав и условия эволюции магм толеитовой серии островных дуг по данным исследования магматических включений в минералах ультраосновных лав массивов Троодос, о.Кипр // Геохимия магматических пород. - М., 1984. - С.168-169.

**Соболев А.В., Наумов В.Б.** Первое прямое доказательство присутствия  $H_2O$  в ультраосновном расплаве и оценка ее концентрации // Докл. АН СССР. - 1985. - Т.280, N 2. - С.458-461.

**Соболев А.В., Соболев С.В.** Теория, практика и петрологические применения методов исследования расплавных включений в минералах // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч.1. - Львов, 1985. - С.113-115.

**Соболев А.В., Данюшевский Л.В.** Доказательство магматической природы  $H_2O$  и определение ее содержания в остаточном бонинитовом расплаве // Докл. АН СССР. - 1986. - Т.288, N 4. - С.962-965.

**Соболев А.В., Цамерян О.П., Дмитриев Л.В., Кононкова Н.Н.** Водосодержащие коматииты как новый тип коматиитовых расплавов и происхождение ультраосновных лав массива Троодос, о.Кипр // Докл. АН СССР. 1986. - Т.286, N 2. - С.422-425.

**Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Костюк В.П.** О возможности использования расплавных включений для петрологических реконструкций // Геология и геофизика. - 1976. - N 5. - С.146-149.

**Соболев Н.Д.** Трансформизм, магматизм ультрабазитов и хромитовое оруденение // Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. - М., 1974. - С.9-20.

**Соболев С.Ф., Панях Н.А.** Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактных зон Хабаровинского офиолитового массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1983. - N 9. - С.53-68.

**Соколов В.А.** Геохимия природных газов. - М.: Недра, 1971. - 334 с.

**Соколов С.Д.** Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. - М.: Наука, 1977. - 92 с.

**Соловова И.П., Бабанский А.Д., Муравицкая Г.Н. и др.** Температуры образования минералов в базальтах толеитовой серии // V симпозиум по геологии магматических пород: Тез. докл. - М., 1979. - С.39-40.

**Строение** зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. - М.: Наука, 1989. - 199 с.

**Ступаков С.И., Завьялова И.В.** О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива (Юго-Западная Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. - Вып.3. Петрография, петрология, минералогия. - Новосибирск, 1986. - С.131-139.

**Сутурин А.Н.** Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1978. - 141 с.

**Сушевская Н.М., Васюта Ю.В., Гричук Д.В.** Летучие компоненты в базальтовых стеклах и оценка доли магматогенной воды в составе гидротерм дна океана // Геология океанов и морей. - М., 1988. - Т.2. - С.201-202.

**Тайер Т.П.** Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах // Геотектоника. - 1977. - N 6. - С.32-45.

**Тарарин И.А., Говоров И.Н., Васильев Б.И.** Бониниты Идзу-Бонинского желоба // Докл. АН СССР. - 1987. - Т.296, N 2. - С.415-419.

**Тарарин И.А., Чудаев О.В., Васильев Б.И., Говоров И.Н.** Офиолитовый комплекс Центрального разлома в Филиппинском море // Докл. АН СССР. - 1988. - Т.299, N 3. - С.692-696.

**Татаринов П.М., Кузнецов В.А., Филатов К.С.** Геологические исследования в районе Актывакского месторождения асбеста в верховьях р.Енисей. - М.: Изд. ОНТИ, 1932. - 56 с.

**Татаринов П.М., Еремеев В.П.** Тува и Западный Саян // Месторождения хризотил-асбеста СССР. - М., 1967. - С.202-225.

**Тектоника** континентальных окраин северо-запада Тихого океана. - М.: Наука, 1980. - 285 с.

**Тильман С.М., Бялбужеский С.Г., Чехов А.Д.** Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. - М., 1982. - С.5-30.

**Томиленко А.А., Чупин В.П.** Термобарогеохимия метаморфических комплексов. - Новосибирск: Наука, 1983. - 200 с.

**Унксов В.А.** Тектоника плит. - Л.: Недра, 1981. - 283 с.

**Условия** образования магматических рудных месторождений. - М.: Наука, 1979. - 324 с.

**Успенский Н.М.** Негранитные пегматиты. - М.: Недра, 1968. - 320 с.

**Уханов А.В., Девириц А.Л., Лагутина Е.П., Гриненко В.А.** Водородное дыхание недр: струя изотопно-аномального  $H_2$  на Кемпирсайском ультрабазитовом массиве (Южный Урал) // Геохимия магматических пород. - М., 1984. - С.196-197.

**Уханов А.В., Девириц А.Л., Иванов Н.Д.** Изотопно-легкий водород на Кемпирсае (Южный Урал) // Докл. АН СССР. - 1987. - Т.293, N 3. - С.700-704.

**Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.** Доказательство магматического происхождения уральских габбро, ассоциирующих с гипербазитами // Докл. АН СССР. - 1981. - Т.261, N 5. - С.1203-1209.

**Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.** Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1987. - N 3. - С.13-23.

**Флюидный** режим земной коры и верхней мантии / Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. - М.: Наука, 1977. - 216 с.

**Флюидный** режим формирования мантийных пород / Под ред. Летникова Ф.А., Комарова Ю.В. - Новосибирск: Наука, 1980. - 143 с.

**Хаин В.Е.** Роль рифтогенеза в развитии земной коры // Континентальный и океанический рифтогенез. - М., 1982. - С.3-4.

**Хесс Г.Г.** Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез // Земная кора. - М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1957. - С.403-422.

**Хетчиков Л.Н.** Включения минералообразующей среды в кристаллах, выращенных в различных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1977. - N 6. - С.93-103.

**Хизен Б.** Внутренние и краевые моря // Верхняя мантия. - М., 1975. - С.134-149.

**Хотин М.Ю.** Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. - М.: Наука, 1976. - 196 с.

**Хьюджес Ч.** Петрология изверженных пород. - М.: Недра, 1988. - 329 с.

**Цамерян О.П., Соболев А.В., Закариадзе Г.С., Кононкова Н.И.** Применение результатов изучения состава и термометрии расплавных включений для геодина-

мических реконструкций // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч.1. - Львов, 1985. - С.102-103.

**Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Кононкова Н.Н.** Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия. - 1988. - N 3. - С.1140-1159.

**Царицын Е.П.** О вертикальной зональности в гипербазитах Кемпирсайского массива // Мантйные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. - Новосибирск, 1983. - С.186-195.

**Чашухин И.С.** Закономерности внутреннего строения и состава альпинотипных ультрабазитов на примере Кемпирсайского массива // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - С.60-62.

**Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В.** Структура восточной части о.Карагинского (Берингово море) // Геология Тихого океана. Ч.1. - Владивосток, 1987. - С.17-19

**Чураков А.Н.** Кузнецкий Алатау. - Л., 1932. - 115 с. (Очерки по геологии Сибири).

**Шараськин А.Я., Карпунин В.Е., Романчев Б.П.** Включения в минералах базальтов Срединно-Атлантического хребта // Термобарогеохимия земной коры и рудообразования. - М., 1978. - С.65-72.

**Шараськин А.Я., Злобин С.К., Кузнецова С.Я.** Геохимические особенности офиолитов желоба Тонга // Океанический магматизм - эволюция, геологическая корреляция. - М., 1986. - С.241-250.

**Шарков Е.В.** В подземных мастерских Плутона. - М.: Наука, 1986. - 144 с.

**Шихайлибейли Э.Ш., Азадалиев Дж.А., Аллахвердиев Г.И.** К проблеме о контактово-термальных изменениях и интрузивной природе альпинотипных гипербазитов Малого Кавказа // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. - 1987. - N 4. - С.23-36.

**Шнюков Е.Ф., Калюжный В.А., Ширица А.С. и др.** Газовые флюиды контактовых базальтов дна Индийского океана (по реликтовым включениям) // Условия образования рудных месторождений. - Т.2. - М., 1986. - С.442-447.

**Шнюков Е.Ф., Калюжный В.А., Ширица А.С. и др.** Газовые флюиды контактовых базальтов дна Индийского океана (по реликтовым включениям) // Докл. АН СССР. - 1987. - Т.297, N 6. - С.1457-1460.

**Штейнберг Д.С., Чашухин И.С.** Серпентинизация ультрабазитов. - М.: Наука, 1977а. - 312 с.

**Штейнберг Д.С., Чашухин И.С.** Степень серпентинизации дунитов платиноносного пояса как функция температуры процесса // Ежегодник Ин-та геологии и геофизики УНЦ АН СССР, 1976. - Свердловск, 1977б. - С.42-44.

**Штейнберг Д.С.** О генезисе рудных концентраций в ультрамафитах и габброидах // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. - Свердловск, 1979. - С.24-29.

**Штейнберг Д.С., Лагутина М.В.** Углерод в ультрабазитах и базитах. - М.: Наука, 1984. - 109 с.

**Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.** Фундамент тихоокеанских активных окраин. - М.: Наука, 1987. - 208 с.

- Щека С.А., Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Старков Г.Н.** Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье // Магматические породы Дальнего Востока. - Владивосток, 1973. - С.9-62.
- Щербаков С.А.** Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. - 1981. - N 4. - С.44-56.
- Юркова Р.М., Слонимская М.В., Дайняк Б.А., Дриц В.А.** Водород и метан в серпентинитах различных генетических типов (на примере Сахалина и Корякского нагорья) // Докл. АН СССР. - 1982. - Т.263, N 2. - С.420-425.
- Якубов Н.Х., Мусаева М.М.** Минералого-геохимические особенности ультрамафитов Северо-Восточной Ферганы (Средний Тянь-Шань) // Оценка перспектив рудоносных геологических формаций при крупномасштабном геологическом картировании и поисках минералого-геохимическими методами. - Л., 1988. - С.108-109.
- Якубчук А.С., Степанец В.Г., Герман Л.Л.** Рои пластинчатых даек, субпараллельных расслоенности в офиолитовых массивах, - свидетели спрединга // Докл. АН СССР. - 1988. - Т.298, N 5. - С.1193-1197.
- Ярмолюк В.В.** Летучие в вулканическом процессе // Флюиды в магматических процессах. - М., 1982. - С.41-63.
- Amstutz G.C.** The early history of the term Ophiolites and its evolution until 1945 // Ophiolites: Proceedings. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. Panaiotou. Geological Survey Department: Cyprus, 1980. - P.149-159.
- Avias I.V.** About some features of allochthonous ophiolitic and volcanosedimentary suites and their contact zones in New Caledonia // Symp. Intern. Geodyn. Sud-Quest. Pacif. Noumea. 1976. - Paris, 1977. - P.245-263.
- Auge T.** Platinum-group minerals in the Tiebaghi and Vourinos ophiolite complexes: genetic implications // Can. Miner. - 1988. - Vol.26, N 1. - P.177-192.
- Barasangi M., Dorman J.** World seismicity maps compiled from ESSA Coast and Geodetic Survey epeinter data 1961-1967 // Bull. Seismol. Soc. Amer. - 1969. - Vol.59, N 1. - P.369-380.
- Barnicoat A.C.** Zoned high-pressure assemblages in pillow lavas of the Zermatt-Saas ophiolite zone. Switzerland // Lithos. - 1988. - Vol.21, N 3. - P.227-236.
- Beccaluva L., Piccardo G., Serri G.** Petrology of norther Appenine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites // Ophiolites. Proceedings. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. Panaiotou. Geological Survey Department: Cyprus, 1980. - P.314-331.
- Beccaluva L., Girolamo P.D., Macciotta G., Morra V.** Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ofioliti. - 1983. - Vol.8, N 3. - P.307-324.
- Beccaluva L.** Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ofioliti. - 1987. - Vol.12, N 1. - 239 p.
- Benson W.N.** The tectonic conditions accompanying the intrusion of ultrabasic and basic igneous rocks // Nat. Acad. Sci. Mem.-1926. - Vol.19, N 1. - P.1-90.
- Berry R.F.** Petrology of the Hili Manu lherzolite. East. Timor // J. Geol. Soc. Austral. - 1981. - Vol.28, N 3-4. - P.453-469.
- Bloomer H.** Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana Trench: Implications for its structure and evolution // J.Geophys. Res.- 1983. Vol.88, N 9. - P.7411-7428.

- Bloomer S.H., Hawkins J.W.** Gabroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite // *Tecton. and Geol. Evol. Southeast Asian Seas and Isl. Pt.2.* - Washington, 1983. - P.294-317.
- Bonatti E.** Vertical tectonism in oceanic fracture zones // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1978. - Vol.37, N 3. - P.369-379.
- Boudier F.** Internal structures in the peridotite sequence of the Samail ophiolite (Oman). Model of emplacement // *Ophioliti.* - 1982. - Vol.7, N 2-3. - 199 p.
- Brayn W.B., Thompson G., Frey F.A., Dickey J.** Inferred geologic settings and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project // *J. Geophys. Res.* - 1976. - Vol.81, N 23. - P.4285-4304.
- Breet R., Evans H.T., Gibson E.K. et al.** Mineralogical studies of sulfide samples and volatile concentrations of basalt glasses from the southern Juan de Fuca ridge // *J. Geophys. Res.* - 1987. - Vol.92, N 11. - P.373-379.
- Brongniart A.** Sur le disement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, ets. dans quelques parties des Apennins // *Ann. des Mines ou Recueil de Memoires l'Exploitation des Mines.* - 1921. - Vol.6. - P.177-238.
- Brookfield M.E.** The emplacement of gaint ophiolite happs l'Mesozioc-Cenozioc examples // *Tectonophysics.* - 1977. - Vol.37, N 3-4. - P.247-303.
- Bryan W.B., Moore J.G.** Compositional variations of yong basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat 36°47' // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1977. - Vol.88, N 4. - P.556-570.
- Bulsson G., Leblanc M.** Gold in mantle peridotites from upper Proterozoic ophiolites in Arabia, Mali, and Morocco // *Econ. Geol.* - 1987. - Vol.82, N 8. - P.2091-2097.
- Calanchi N., Marroni M., Serri G.** Geology and petrology of Sasso di Castro-ophiolite and associated plagiogranites // *Ofioliti.* - 1983. - Vol.8. - 16 p.
- Cann J.R.** Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1970a. - Vol.10. - P.7-11.
- Cann J.R.** New model for structure of the ocean crust // *Nature.* - 1970b. - Vol.226. - P.928-930.
- Capedri S., Venturelli G., Toscani L.** Petrology of an ophiolitic cumulate sequence from Pindos, Greece // *Geol. J.* - 1982. -Vol.17, N 3. - P.223-242.
- Carter N.L., Ave Lallemand H.G.** High temperature flow of dunite and peridotite // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1970. - Vol.81. - P.2184-2202.
- Carter N.L.** Steady state flow of rocks // *Rev. Geophys and Spaiice Physics.* - 1976. - Vol.14, N 3. - P.301-360.
- Cheilletz A., Dubessy J., Kosztolanyi C. et al.** Les fluides moleculaires d'un filon de quarts hydrothermal: comparaison de techniques analytiques ponctuelles et globales, contamination des fluides occlus par des composes carbones // *Bull. Mineral.* - 1984. - Vol.107, N 2. - P.169-180.
- Christiansen F.G.** Fefformation fabric and microstructures in ophiolitic chromites and host ultramafics, Sultanate of Oman // *Ofioliti.* - 1985. - Vol.10, N 1. - P.82.
- Christiansen F.G.** Deformation of chromite: S.E.M. investigations // *Tectonophysics.* - 1986. - Vol.121, N 2-4. - P.175-196.
- Christie D.M., Carmichael S.E., Langmuir C.H.** Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1986. - Vol.79, N 3-4. - P.397-411.
- Clocchiatti R.** Glassy inclusions in plagioclase and pyroxene phenocrysts in the

chilled margin off a pillow lava from hole 417 D. Deep sea drilling project // Initial Repts. Deep Sea Drill. Proj. - Washington, 1980. - Vol.51-53, Pt.2. - P.1063-1067.

**Coleman R.G.** Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edgess // J. Geophys. Res. - 1971. - Vol.76, N 5. - P.1212-1222.

**Coleman R.G., Blank H.R.Ir., Hadley D.G., Fleck R.I.** A Miocene ophiolite on the Red Sea coastal plain // Trans. Amer. Geophys. Union. - 1975. - Vol.56, N 12. - P.1080.

**Coleman R.G., Peterman Z.E.** Oceanic Plagiogranite // J.Geophys. Res. - 1975. - Vol.80. - P.1099-1108.

**Coleman R.G.** Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites // Ofioliti. - 1984. - Vol.9, N 3. - P.205-222.

**Corrigan G.M.** Cooling rate studies of rocks from two basic dykes // Miner. Mag. - 1982. - Vol.46, N 3-4. - P.387-394.

**Dahl R., Juteau T., Bouchez J.L., Crambert S.** Ophiolites des nappes de Semail (Oman): nouvelles donnees de terrain sur les parties plutoniques superieures des massifs de Rustaq et de Nakhl // Sci. Geol. Bull. - 1983. - Vol.36, N 1. - P.35-59.

**Dalziel J.W.D., de Wit M.J., Palmer K.F.** Fossil marginal basin in southern Andes // Nature. - 1974. - Vol.250. - P.291-294.

**Davies H.L.** Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust // Australian Bur. Min. Resur. Bull. - 1971. - Vol.128. - 48 p.

**Davies H.L., Jaques A.L.** Emplacement of ophiolite in Papua New Guinea // Ophiolites and Ocean. Lithos. - Oxford et al., 1987. - P.341-349.

**Delaloye M.** Geochemistry of ophiolites: an introduction // Ofioliti. - 1987. - Vol.12, N 1. - P.5-6.

**Delaney P.T., Pollard D.D.** Solidification of basaltic magma during flow in a dike // Amer. J. Sci. - 1982. - Vol.282, N 6. - P.856-885.

**Dewey J.F.** Continental margins and ophiolite subduction: Appalachian Caledonian System // The Geology of Continental Margins. - N.-Y.: Springer-Verlag, 1974. - P.933-950.

**Dewey J.F.** Ophiolite obduction // Tectonophysics. - 1976. - Vol.31. - P.93-120.

**Dickey J.S.** Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples // Mineral. Soc. Amer. Spec. - 1970. - Paper 3. - P.33-49.

**Dobretsov N.L., Sobolev N.V.** Glanophane schists and eclogites in the folded systems of Northern Asia // Ofioliti. - 1984. - Vol.9, N 3. - P.401-424.

**Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Medvedev V.N., Skleyarov E.V.** Ophiolites and olistostromes of the East Sayan // Ofioliti. - 1986. - Vol.11, N 1. - P.307-311.

**Dobretsov N.L., Sonenshaine L.P.** The comparison of the Riphean-Paleozoic ophiolites of North Eurasia // Ofioliti. - 1986. - Vol.11, N 1. - P.55-56.

**Dobson P.F., O'Neil J.R.** Stable isotope compositions and water contents of boninite series volcanic rocks from Chichijima. Bonin islands. Japan // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1987. - Vol.82, N 1-2. - P.75-86.

**Doukhan N., Doukhan J., Nicolas A., Secher D.** Transmission electron microscope analysis of the deformation of chromites from ophiolites // Bull. Miner. - 1984. - Vol.107, N 6. - P.777-793.

**Dubois M., Charoy B., Ohnenstetter M.** The importance of fluid phases in the genesis and alteration of the ophiolitic plagiogranites of Cyprus and Oman // Ofioliti. - 1983. - Vol.8. - P.22-23.

- Dubois M., Charoy B., Ohnenstetter M.** The importance of fluid phases in the genesis and alteration of the ophiolitic plagiogranites of Cyprus and Oman // *Ophiolite*. - 1984. - Vol.9, N 3. - P.688-689.
- Dubois M., Chharoy B., Ohnenstetter M.** The importance of fluid phases in the genesis and alteration of the ophiolitic plagiogranites of Cyprus and Oman // *Fluid Inclusion Research*. - 1985. - Vol.18. - P.104-105.
- Economou M.** Platinum group metals in chromite ores from the vourinos ophiolite complex, Greece // *Ophiolite*. - 1983. - Vol.8, N 3. - P.339-355.
- Economou M.I.** Platinum group elements and gold in chromite ores of the Skyros Island, Greece // *Ophiolite*. - 1987. - Vol.12, N 1. - 246 p.
- Engel A.F.J., Engel G.G., Havens R.G.** Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1965. - Vol.76, N 7. - P.719-734.
- Erlandson D.L., Orwing T.L., Kiilsgaard G. et al.** Tectonic interpretations of the Earst Caroline and Lyra Basins from reflection-profiling investigations // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1976. - Vol.87. - P.453-462.
- Etheridge M.A., Wall V.J., Vernon R.H.** The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation // *J. Metamorph. Geol.* - 1983. - Vol.1, N 3. - P.205-226.
- Evans Cynthia A.** Magmatic metasomatism in peridotites from the Zambales ophiolite // *Geology*. - 1985. - Vol.13, N 3. - P.166-169.
- Ewart A., Bryan W.B.** Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1972. - Vol.83, N 11. - P.3281-3298.
- Falloon T.J., Green D.H., Grawford A.J.** Dredged igneous rock from the norther termination on the Tofua magmatic arc, Tonga and adjacent Lau Basic // *Austral. J. Earth Sci.* - 1987. - Vol.34, N 4. - P.487-506.
- Francis D., Ludden J., Hynes A.** Magma evolution in a Proterozoic rifting environment // *J. Petrol.* - 1983. - Vol.24, N 4. - P.556-582.
- Freund F.** Hydrogen and Carbon in solid solution in oxides and silicates // *Phys. and Chem. Miner.* - 1987. - Vol.15, N 1. - P.1-18.
- Gass I.G., Smewing J.D.** Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos massif, Cyprus // *Nature*. - 1973. - Vol.242. - P.26-29.
- Gass I.G.** The Troodos massif: its role in unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes // *Ophiolites. Proceedings Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. Geological Survey Department.* - Cyprus, 1980. - P.23-35.
- Gass I.G., Lippard S.J., Shelton A.W.** Ophiolite in the Oman: The Open University project // *Episodes*. - 1985. - Vol.8, N 1. - P.13-20.
- Gealey W.K.** Ophiolite obduction mechanism // *Ophiolites Proceedings Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. Geological Survey Department.* - Cyprus, 1980. - P.314-331.
- Green H.W., Radcliffe S.V.** Fluid precipitates in rocks from the Earth's mantle // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1975. - Vol.86, N 6. - P.46-58.
- Greenbaum D.** Magmatic processes at ocean ridges, evidence from the Troodos Massif // *Cyprus Nature Phys. Sci.* - 1972. - Vol.238. - P.18-21.
- Gregory R.T.** Melt percolation beneath a spreading ridge: evidence from the Semail peridotite, Oman // *Ophiolites and Ocean. Lithos.* - Oxford et al., 1987. - P.55-62.
- Hall R.** Contact metamorphism by an ophiolite peridotite from Neyriz, Iran //

Science. - 1980. - Vol.208, N 44. - P.1259-1262.

**Hall R.** Ophiolites: Fragments of oceanic lithosphere? // Ophiolites and Ocean. Lithos. - Oxford et al., 1987. - P.393-403.

**Hall S.L., Fisher B.E., Walls C.C. et al.** Vertical distribution and alteration of dikes in a profile through the Troodos ophiolite // Nature. - 1987. - Vol.326, N 6115. - P.780-782.

**Hannington M.D., Thompson G., Rona P.A., Scott S.D.** Gold and nature copper in supergene sulphides from the Mid-Atlantic ridge // Nature. - 1988. - Vol.333, N 6168. - P.64-66.

**Harlow G.E.** Jadeitites & their fluid inclusions from Rio Motaqua, Guatemala // 14th Gen. Meet. Int. Miner. Assoc., Stanford. Calif., 13-18 July, 1986. Abstr. Program. - Washington, D.C., 1986. - P.119.

**Hatzipanagiotou K.G.** Plagiogranites in the ophiolitic melange of Rhodes, Dodecanese, Greece // Neues Jahrb. Miner. Monatsh. - 1986. - N 9. - P.400-406.

**Hebert R.** Les spililes associees aux corleges ophiolitiques appalachiens du Quebec: preservation de certains caraeleres geochimiques oceaniques // Bull. Soc. Geol. Fr. - 1979. - Vol.21, N 5-6. - 218 p.

**Hebert R.** Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples // Ofioliti. - 1982. - Vol.2/3. - P.299-324.

**Hebert R., Bideau D., Hekinian R.** Ultramafic and mafic rocks from the Garret Transform Fault near 13°30' S on the East Pacific Rise: igneous petrology // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1983. - Vol.65, N 1. - P.107-125.

**Hess H.H.** Serpentine, orogeny and epeirogeny // Crust of the Earth - a symposium. Spec. Paper Geol. Soc. Amer. - 1966. - P.101-110.

**Hess H.H.** The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguer serpentized peridotite // A study of Serpentine. Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council. Publ. - 1964. - P.169-175.

**Hirano Hideo.** Genesis of harzburgite and wehrliteseries ultramafic rocks in the Maizuru Belt, Japan // J. Geol. Soc. Jap. - 1977. - Vol.83, N 11. - P.707-718.

**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.

**International team** drills the Troodos ophiolite // Episodes. - 1983. - N 3. - P.34-35.

**Ishiwatari A.** Evolution from subcontinental to suboceanic mantle in a transcurrent rift zone: evidence from alpine ophiolites // Ofioliti. - 1985. - Vol.10, N 2-3. - 520 p.

**Ito K., Kennedy G.G.** Melting and phase relation in a nature peridotite to 40 kilobars // Amer. J. Sci. - 1967. - Vol.265. - P.519-538.

**Ito K.** Petrological model on the oceanic lithosphere: geophysical and geochemical tests // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1974. - Vol.21. - 169 p.

**Jakes P., White A.J.R.** Major and trace element abundance in volcanic rocks of orogenic areas // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1972. - Vol.83, N 1. - P.29-40.

**Jambon A., Zimmermann J.L.** Major volatiles from a North Atlantic MORB glass and calibration to He: a size fraction analysis // Chem. Geol. - 1987. - Vol.62, N 3-4. - P.177-189.

**Jamieson R.A.** Metamorphism during ophiolite emplacement - the petrology of the St. Anthony Complex // Ibid. - 1981. - Vol.22, N 3. - P.57-75.

**Jaques A.L.** Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from the

Marum ophiolite complex, Northern Papua New Guinea // *J. Petrol.* - 1981. - Vol.22, N 1. - P.1-40.

**Javoy M., Pineau F., Delorme H.** Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // *Chem. Geol.* - 1986. - Vol.57, N 1-2. - P.41-62.

**Johan Z., Lebel L., Robert J.L., Volfinger M.** Role des reducteurs dans la genese des gisements de chromite des complexes ophiolitiques // *Resume princ. result. sci. et tech. serv. geol. nat.* - Paris et al., 1981. - P.110-111.

**Karig D.E.** Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // *J. Geophys. Res.* - 1970. - N 75. - P.239-254.

**Kidd R.G.W., Cann J.R.** Chilling statistic indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos Complex, Cyprus // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1974. - Vol.24. - P.151-155.

**Kushiro J., Syono Y., Akimoto S.** Melting of peridotite nodule of high pressures and high water pressures // *J. Geophys. Res.* - 1968. - Vol.73. - P.6023-6029.

**Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A.** Podiform chromite ore bodies: a genetic model // *J.Petrol.* - 1982. - Vol.23, N 1. - P.103-125.

**Laurent R., Hebert Y.** Features of submarine volcanism in ophiolites from the Quebec Appalachians // *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap.* - 1977. - N 16. - P.91-109.

**Laurent R.** Structural and petrological features of gabbroic and ultramafic rocks from Cyprus Drillhole CY-4 // *Ophioliti.* - 1986. - Vol.11, N 2. - P.189-190.

• **Leblanc M., Dupuy C., Merlet C.** Nickel content of olivine as discriminatory factor between tectonite and cumulate peridotite in ophiolites // *Sci. Geol. Bull.* - 1984. - Vol.37, N 2. - P.131-135.

**Lewis A.D., Smewing J.D.** The montgenevre ophiolite (Hautes Alpes, France): metamorphism and trace-element geochemistry of the volcanic sequence // *Chem. Geol.* 1980. Vol.28, N 3-4. - P.291-306.

**Loomis P.L.** Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1972. - Vol.83. - P.2449-2474.

**Luth R.W., Mysen B.O., Virgo D.** Raman spectroscopic study of the solubility behavior of H<sub>2</sub> in the system Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub> // *Amer. Miner.* - 1987. - Vol.72, N 5-6. - P.481-486.

**Mac Kenzie D.B.** High temperature alpin peridotite from Venezuela // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1960. - Vol.71. - P.316-318.

**Maksimovic Z., Jovanovic L.** Glosing temperatures and pressures of lherzolites and harzburgites in the ophiolite complexes of the world // 5th Meet. Eur. Geol. Soc. (MEGS5): Orogeny, Magmatism and Metallageny Eur., Dubrovnik, 6-9 Oct., 1987. Abstr. - P.57-58.

**Malpas J.** Petrology and tectonic significance of Newfoundland ophiolites, with examples from the Bay of Islands // *North American Ophiolites.* - State Oregon Bull. - 1977. - N 59. - P.13-23.

**Manning C.E., Coleman R.G.** Ocean floor metamorphism of the volcanic and diabasic members of the Oman ophiolite // *Ophioliti.* - 1984. - Vol.9, N 3. - 698 p.

**Marty B., Ozima M.** Noble gas distribution in oceanic basalt glasses // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* - 1986. - Vol.50, N 6. - P.1093-1097.

**Mathez E.A., Delaney J.R.** The nature and distribution of carbon in submarine basalts and peridotite nodules // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1981. - Vol.56. - P.217-232.

- Maxwell J.C.** The Mediter rancan, ophiolites and continental drift // Megatectonics of continents and oceans New Brubsueick, New Jersey. Rutgers. - Univ. - 1970. - P.167-193.
- Maxwell J.C.** Anatomy of an orogen // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1974. - Vol.85. - P.1195-1204.
- Mc Guire A.V., Coleman R.G.** The Jabal tirt layered gabbro and associated rocks of the Tihama Asir complex, SW Saudi Arabia // J. Geol. - 1986. - Vol.94, N 5. - P.651-665.
- Melson W.G., Jabsevich F., Bowen V.T., Thompson G.** St. Peter and St. Paul Rocks: A high temperature mantle - derived intrusion // Science. - 1967. - Vol.155. - P.1532-1535.
- Menzies M., Allen C.R.** Plagioclas-lherzolite-residual mantle relationships within two Eastern Mediterranean Ophiolites // Ibid. - 1974. - Vol.45. - P.197-213.
- Michael P.J., Chase R.L.** The influence of primary magma composition. H<sub>2</sub>O and pressure on Mid-Ocean Ridge basalt differentiation // Contr. Mineral and Petrol. - 1987. - Vol.96. - P.245-263.
- Misseri M., Boudier F.** Structures in the Canyon Mountain ophiolite indicate an island-arc intrusion // Tectonophysics. - 1985. - Vol.120, N 3-4. - P.191-209.
- Miyashiro A.** Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geology. - 1975. - Vol.83. - P.249-281.
- Miyashiro A., Shido F.** Tholeiitic and calcalkalic series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel // Amer. J. Sci. - 1975. - Vol.275. - P.265-277.
- Moring B.C., Page N.J., Oscarson R.L.** Platinum-group element mineralogy of the Pole Corral podiform chromite deposit, Rattlesnake Creek terrane, northern California // US Geol. Surv. - 1987. - N 995. - P.48-49.
- Nassief M.O., Macdonald R., Gass I.G.** The Jebel Thurwah Upper Proterozoic Ophiolite Complex, western Saudi Arabia // J. Geol. Soc. - 1984. - Vol.141, N 3. - P.537-546.
- Neal C., Stanger G.** Hydrogen generation from mantle source rocks in Oman // Earth. and Planet. Sci. Lett. - 1983. - Vol.66. - P.315-320.
- Nehlig P.** Etude d'un systeme hydrothermal oceanique fossile: L'ophiolite de Semail (Oman): These de Doctorat de l'Universite de Bretagne Occidentale. - Brest, 1989. - 321 p.
- Nicolas A., Boudier F., Bouchez J.L.** Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments // Amer. J. Sci. - 1980. - Vol.280, N 1. - P.192-210.
- Nicolas A.** Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment // Rev. Geophys. - 1986. - Vol.24, N 4. - P.875-895.
- Nicolas A., Poirier J.C.** Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. - L.; N.Y., 1976. - 437 p.
- O'Hara M.J.** Primary magmas and the origin of basalts // Scot. J. Geol. - 1965. - Vol.1, N 1. - P.19-40.
- Oman ophiolite** // J. Geophys. Res. - 1981. - Vol.86, N 4. - P.2495-2782.
- Ophiolites and Oceanic Lithosphere** / Ed. Gass I.G. et al. - Oxford et al. Geol. Soc. Blackwell Sci. Publ. - 1984. - 413 p.
- Ophiolites: Oceanic tectonics and metamorphism** // Ophioliti. - 1984. - Vol.9, N 3. - P.205-728.
- Ophiolites: Proceedings International Ophiolite Symposium. Cyprus. 1979** / Geological Survey Department. - Cyprus, 1980. - 781 p.
- Page N.J., Aruscavage P.J., Haffty J.** Platinum-group elements in rocks from the

Voikar-Syninsky ophiolite complex, Polar Urals, USSR // *Miner. Depos.* - 1983. - N 3. - P.443-455.

**Page N.J., Singer D.A., Carlson C.A. et al.** Platinum-group-element resources in podiform chromite from California and Oregon//*Can. Miner.* - 1985. - Vol.25,N2.-P.309-310.

**Pallister J., Gregory R.T.** Composition of the Semail ocean crust // *Geology.* - 1983. - Vol.11, N 11. - P.638-642.

**Pallister J.S.** Parent magmas of the Semail ophiolite, Oman // *Ophiolites and Ocean. Lithos.* - Oxford et al., 1987. - P.63-79.

**Pantazis Th.M.** Application of a non linear mapping algorithm in petrographic classification on ophiolites // *Ophiolites. Proceedings International Ophiolite Symposium.* Cyprus. Geological Survey Department. - Cyprus, 1980. - P.205-214.

**Paraskevopoulos G.M., Economou M.I.** Komatiite-type ultramafic lavas from the Agrilia Formation. Othrys ophiolite complex, Greece // *Ofioliti.* - 1986. - Vol.11, N 3. - P.293-303.

**Parrot J.F.** Assemblage ophiolitique dy Baer-Bassit et termes effusifs du volcano-sédimentaire // *Travaux et documents de L' O.R.S.T.O.M. Ser. Geol.* - 1977. - N 72. - P.333-343.

**Passerini P.** Actualism and ophiolites: a prolegomenon Ophiolites and actualism // *Ofioliti.* - 1982. - Vol.7, N 2/3. - P.117-128.

**Pearce J.A., Cann J.R.** Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1971. - Vol.12. - P.339-349.

**Pearce J.A., Cann J.R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1973. - Vol.19. - P.290-300.

**Pearce J.A.** Basalt geochemistry use to investigate past tectonic environments on Cyprus // *Tectonophysics.* - 1975. - Vol.25. - P.41-67.

**Pearce J.A., Norry M.J.** Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb-variations in volcanic rocks // *Contribs. Mineral. and Petrol.* - 1979. - Vol.69, N 1. - P.33-47.

**Podvin P., Berger E.T., Vannier M.** Interactions géochimiques liées à la mise en place de diques pyroxénitiques et gabbroïques dans des harzburgites ophiolitiques. Exemple du Massif du Humboldt (Nouvelle-Calédonie) // *Bull. Mineral.* - 1985. - Vol.108, N 1.- P.45-62.

**Pognante U.** Magmatic and metamorphic evolution of two Fe-Ti gabbroic series from the Piemonte ophiolite nappe in the Susa Valley area-Italian Western Alps // *Mem. Sci. Geol.* - 1981-1983. - Vol.35. - P.21-30.

**Pognante U., Perotto A., Salino C., Toscani L.** The ophiolitic peridotites of the Western Alps: record of the evolution of a small oceanic-type basin in the Mesozoic Tethys // *Ofioliti.* - 1986. -Vol.11, N 1. - P.320.

**Prichard H.M., Potts P.J., Neary C.R.** Platinum-group minerals in ophiolite complexes: an example from Shetland // *Can. Miner.* - 1985. - Vol.23, N 2. - P.311.

**Prichard H.M., Tarkian M.** Platinum-group minerals from two pge-rich localities in the Shetland ophiolite complex // 14th Gen. Meet. Int. Miner. Assoc. Stanford. Calif. 13-18 July. 1986. Abstr. Program. - Washington: D.C., 1986. - P.204.

**Raleigh C.B.** Mechanisms of Plastic Deformation of Olivine // *J. Geophys. Res.* - 1968. - Vol.73, N 14. - P.5391-5406.

**Rassios A., Beccalova L., Bortolotti V. et al.** The Vourinos ophiolitic complex // *Ofioliti.* - 1983. - Vol.8, N 3. - P.275-291.

- Reuber I.** Two peridotite units superposed by intra-oceanic thrusting in the Spongtag Klippe (Ladakh-Himalaya) // *Sci. Geol. Bull.* - 1988. Ser.2. - Vol.307, N 5. - P.521-527.
- Reuber I., Juteau T., Whitechurch H.** Successive ductile deformations in ophiolitions in ophiolitic peridotites: evidences for intraoceanic tectonics. Examples from Turkey and Himalayas // *Ofioliti.* - 1984. - Vol.9, N 3. - P.711.
- Reuber I., Whitechurch H., Caron J.M.** Setting of gabbroic dykelets in an ophiolitic complex by hydraulic fracturing // *Nature.* - 1982. - Vol.296, N 5853. - P.141-143.
- Rocci G., Ohnensteller P., Ohnensteller M.** La dualite des ophiolites tetysiennes // *Petrologie.* - 1975. - Vol.1. - P.172-174.
- Roeder P.L., Emslie R.F.** Olivine-liquid equilibrium // *Contribs. Mineral. and Petrol.* - 1970. - Vol.29, N 4. - P.275-289.
- Saunders A.D., Tarney J., Stern C.R., Dalziel I.W.D.** Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1979. - Vol.90. - P.237-258.
- Sharaskin A.Ya., Dobretsov N.L., Sobolev N.V.** Marianites: The clinoenstatite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana trench // *Ophiolites Proceedings International Ophiolite Symposium. Cyprus. Geological Survey Department.* - Cyprus, 1980. - P.473-479.
- Smewing J.D., Simonian K.O., Gass I.G.** Metabasalts from the Troodos Massif. Cyprus: genetic implications deduced from petrography and trace element geochemistry // *Contribs. Miner. and Petrol.* - 1975. - Vol.51. - P.49-64.
- Smith C.H., MacGregor J.D.** Ultrabasic intrusive conditions illustrated by the Mount Albert ultrabasic pluton, Gaspé, Quebec // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1960. - Vol.71. - P.1978.
- Sonenshaine L.P., Kuzmin M.I., Tomurtogoo O., Kopteva V.V.** Ophiolites of the West Mongolia // *Ofioliti.* - 1986. - Vol.11, N 1. - P.75.
- Spence D.A., Turcotte D.L.** Magma-driven propagation of cracks // *J. Geophys. Res.* - 1985. - Vol.B90, N 1. - P.575-580.
- Steinmann G.** Geologische Beobachtungen in den Alpen II. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseebänke und der ophiolithischen Massengesteine // *Berichte Naturforsch. Ges. - Freiburg*, 1905. - Vol.16. - P.44-65.
- Steinmann G.** Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen // *Congres Geol., Intern. XIV Sec.* 1926. - Madrid, 1927. - P.637-677.
- Stevens R.K.** Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in the west Newfoundland and their possible bearing on a proto-Atlantic ocean // *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper.* - 1970. - P.165-177.
- Stockman H.W., Hlava P.F.** Platinum-group Minerals in Alpine chromitites from southwestern Oregon // *Econ. Geol.* - 1984. - Vol.79, N 3. - P.491-508.
- Thayer T.P.** Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1969. - Vol.80. - P.1515-1522.
- Thompson A.B.** Fluids and rock deformation // *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.* - 1988. - Vol.43, N 1. - P.61-63.
- Thy P.** On the nature of the Troodos boninites, Cyprus // *Ofioliti.* - 1984. - Vol.9, N3. - P.555-568.

**Thy P.** Petrogenetic implications of mineral crystallization trends of Troodos cumulates, Cyprus // *Geol. Mag.* - 1987. - Vol.124, N 1. - P.1-11.

**Thy P., Brooks C.K., Walsh J.N.** Tectonic and petrogenetic implications of major and rare earth element chemistry of Troodos glasses, Cyprus // *Lithos.* - 1985. - Vol.18, N 3. - P.165-178.

**Thy P., Moores E.M.** Genesis and formation of oceanic crust evidence from the Cyprus crustal study project drilling in the plutonic sequences of the Troodos ophiolite // 14th Gen. Meet., Int. Miner. Assoc., Stanford. Calif., 13-18 July, 1986. Abstr. Program. - Washington: D.C., 1986. - P.249.

**Venkataramana P., Ghosh Sibdas, Bhattacharyya S.** Petrology and chemistry of leucocratic rocks from Naga Hills ophiolite belt // *Res. Geol. Surv. India.* - 1986. - Vol.114, N 4. - P.1-6.

**Wedepohl K.H.** Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges and the growth of the oceanic crust // *Naturwissenschaften.* - 1981. - Bd.68. - S.100-119.

**Welham J.A., Graig A.** Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids // *Geophys. Res. Lett.* - 1979. - Vol.6, N 11. - P.829-831.

**Whittaker P.J., Watkinson D.H.** Genesis of chromitite from the Mitchell Range, central British Columbia // *Can. Miner.* - 1984. - Vol.22, N 1. - P.161-172.

**Wildberg H.G.H.** High level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex. Costa Rica, Central America // *Geol. Res.* - 1987. - Vol.76, N 1. - P.285-301.

**Williams H.** Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transposition: A review and interim report // *Geol. Assoc. Can. Proc. (A Newfoundland decade).* - 1971. - Vol.24. - P.9-25.

**Williams H.** Bay of Islands, map-area, Newfoundland // *Geol. Surv. Can.* - 1973. - Paper 72-34. - 7 p.

**Wilson R.A.M.** The geology of the Xeros-Troodos area // *Cyprus Geol. Survey. Dept. Mem.* - 1959. - Vol.1. - 184 p.

**Woodcock N.H., Robertson A.H.F.** Origins of some ophiolite-related metamorphic rocks of the "Tethyan" belt // *Geology.* - 1977. - Vol.5, N 6. - P.373-376.

**Wyllie P.J.** *Ultramafic and Related Rocks* - N.-Y.: Wiley, 1967. - 464 p.

**Xia Linqi.** Kinetic behaviour of the homogenization process of silicate melt inclusions // *Sci. Geol. Chin.* - 1984. - N 3. - P.323-329.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> . . . . .	5
<b>Глава 1. ОФИОЛИТЫ - ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ</b> . . . . .	9
Термин "офиолиты" . . . . .	-
Области развития офиолитов . . . . .	12
Модели формирования офиолитов . . . . .	16
Основные представления о петрогенезисе офиолитов . . . . .	24
<b>Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ</b> . . . . .	29
Методы термобарогеохимии . . . . .	-
<b>Глава 3. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВ</b> . . . . .	44
Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты во внутриконтинентальных складчатых областях . . . . .	-
Офиолиты в зоне перехода океан-континент . . . . .	56
Палеозойские офиолиты в складчатых областях . . . . .	66
Мезозойские офиолиты в складчатых областях . . . . .	70
Офиолиты в океанических областях . . . . .	73
<b>Глава 4. ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ОФИОЛИТОВ</b> . . . . .	76
Общий характер изменения составов пород . . . . .	77
Геохимические особенности гипербазитов . . . . .	93
Геохимические особенности дайковых комплексов и эффузивов . . . . .	95
<b>Глава 5. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ В ОФИОЛИТАХ</b> . . . . .	101
Общие особенности летучих компонентов в офиолитах . . . . .	-
Летучие компоненты в гипербазитах . . . . .	122
Летучие компоненты в магматических стеклах . . . . .	127
<b>Глава 6. ТЕМПЕРАТУРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ</b> . . . . .	133
Офиолиты во внутриконтинентальных складчатых областях . . . . .	-
Офиолиты в зоне перехода океан-континент . . . . .	141
Офиолиты в океанических областях . . . . .	152
<b>Глава 7. НЕГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ В ОФИОЛИТАХ</b> . . . . .	158
Положение пегматитов в офиолитовых ассоциациях . . . . .	-
Особенности химического состава пегматитов . . . . .	160
Термобарогеохимия пегматитов . . . . .	-
<b>Глава 8. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В ОФИОЛИТАХ</b> . . . . .	169
Хромиты . . . . .	-
Платиноиды и золото . . . . .	186
Хризотил-асбест . . . . .	188
Демантоиды . . . . .	194
<b>Глава 9. УСЛОВИЯ ЕТРОГЕНЕЗИСА ОФИОЛИТОВ</b> . . . . .	196
Гипербазиты . . . . .	-
Базит-гипербазитовые комплексы . . . . .	197
Негранитные пегматиты . . . . .	202
Полезные ископаемые . . . . .	205
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> . . . . .	210
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> . . . . .	211

## CONTENTS

INTRODUCTION . . . . .	5
<b>Chapter 1. OPHIOLITES - PRINSIPAL PROPOSITIONS . . . . .</b>	<b>9</b>
Term "ophiolites" . . . . .	-
Provinces of ophiolites location . . . . .	12
Models of ophiolites formation . . . . .	16
Main conceptions of ophiolites petrogenesis . . . . .	24
<b>Chapter 2. METHODS OF INVESTIGATIONS . . . . .</b>	<b>29</b>
Thermobarogeochemical methods . . . . .	-
<b>Chapter 3. GEOLOGICAL AND PETROLOGICAL PECULIARITIES OF OPHIOLITES . . . . .</b>	<b>44</b>
Rifean - lower paleosoic ophiolites in folded provinces . . . . .	-
Ophiolites in ocean-continent transitional zones . . . . .	56
Paleozoic ophiolites in folded provinces . . . . .	66
Mesozoic ophiolites in folded provinces . . . . .	70
Ophiolites in oceanic provinces . . . . .	73
<b>Chapter 4. PETROCHEMISTRY AND GEOCHEMISTRY OF OPHIOLITES . . . . .</b>	<b>76</b>
General disposition of rock composition change . . . . .	77
Geochemical peculiarities of ultrabasic rocks . . . . .	93
Geochemical peculiarities of dyke complex and effusive rocks . . . . .	95
<b>Chapter 5. FLUID COMPONENTS IN OPHIOLITES . . . . .</b>	<b>101</b>
General peculiarities of fluid components in ophiolites . . . . .	-
Fluid components in ultrabasic rocks . . . . .	122
Fluid components in magmatic glasses . . . . .	127
<b>Chapter 6. TEMPERATURES OF OPHIOLITES FORMATION . . . . .</b>	<b>133</b>
Ophiolites in intracontinental folded provinces . . . . .	-
Ophiolites in ocean-continent transitional zones . . . . .	141
Ophiolites in oceanic provinces . . . . .	152
<b>Chapter 7. NONGRANITE PEGMATITES IN OPHIOLITES . . . . .</b>	<b>159</b>
Position of pegmatites in ophiolites . . . . .	-
Peculiarities of pegmatite chemical composition . . . . .	160
Thermobarogeochemistry of pegmatites . . . . .	-
<b>Chapter 8. COMMERCIAL MINERALS IN OPHIOLITES . . . . .</b>	<b>169</b>
Chromites . . . . .	-
Platinum and gold . . . . .	186
Chrysotile-asbestos . . . . .	188
Demantoids . . . . .	194
<b>Chapter 9. CONDITIONS OF OPHIOLITES PETROGENESIS . . . . .</b>	<b>196</b>
Ultrabasic rocks . . . . .	-
Basic-ultrabasic complexes . . . . .	199
Nongranite pegmatites . . . . .	202
Commercial minerals . . . . .	205
CONCLUSION . . . . .	210
REFERENCES . . . . .	211

Доп. темат. план выпуска самост. изданий СО РАН на 1993 г.  
(монографии), N 6

Научное издание

*Симонов Владимир Александрович*

**ПЕТРОГЕНЕЗИС ОФИОЛИТОВ**  
**Термобарогеохимические исследования**

Научный редактор  
д.г.-м.н. Ю.А.Долгов

Утверждено к печати  
Ученым советом Института минералогии и петрографии СО РАН

Редакторы З.В.Белоусова, Р.Н.Ильина  
Оператор компьютерной верстки З.В.Белоусова  
Оператор компьютерного набора Л.В.Лысенко  
Художественный редактор М.И.Ляшенко  
Технический редактор О.М.Вараксина

---

Подписано к печати 21.12.93.  
Формат 60x84/8. Бумага тип. N 2. Гарнитура таймс. Офсетная печать.  
Печ.л. 28,8. Уч.-изд.л.23,3. Тираж 500 экз. Заказ N 222.

---

Новосибирск, 90, Университетский просп., 3,  
ОИГМ СО РАН, УОП