



А. В. Колосков

**УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ВУЛКАНИТЫ
КАК САМОРЕГУЛИРУЮЩАЯСЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА**

НАУЧНЫЙ МИР

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИСТИТУТ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ**

А. В. КОЛОСКОВ

**УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ВУЛКАНИТЫ
КАК САМОРЕГУЛИРУЮЩАЯСЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА**

**МОСКВА
НАУЧНЫЙ МИР
1999**

ББК 26.31
К 61
УДК 550.4: 551/2(571.6)

Колосков А. В.

**УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ВУЛКАНИТЫ
КАК САМОРЕГУЛИРУЮЩАЯСЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА.** – М.: Научный мир, 1999. – 224 с.
ISBN 5-89176-056-8

На обширном и представительном материале изучены особенности вещественного состава (петрохимия, геохимия, минералогия, изотопия) ксенолитсодержащих вулканитов различных регионов Восточно-Азиатской окраины, проведено их сравнение с типами пород внутриплитных континентальных и океанических областей, а также островных дуг и активных континентальных окраин.

Подробно рассмотрена минералогия и изотопно-геохимический состав различных типов включений ультрамафитов в вулканитах, имеющих разное тектоническое положение.

Построен ряд дискриминантных петрохимических, геохимических, изотопных и минералогических диаграмм, существенно дополняющих имеющийся арсенал петрологической методологии.

Сопоставление составов ультраосновных включений и вулканитов как на макро-, так и на микроуровне свидетельствует о наличии соответствия между минералогическим типом включения и геохимическим типом несущих его вулканических пород.

Наблюдаемая в одной выборке или в одном образце ксенолита картина его декомпрессионного преобразования проявляется фрагментарно на примере ассоциаций включений и вулканитов различных регионов. Эти закономерности обусловлены, скорее всего, единым механизмом образования включений и свидетельствуют о генетическом родстве включений и вулканитов, которые следует рассматривать как единую саморегулирующуюся геологическую систему.

Табл. 62. Ил. 85. Библ. 362 назв.

Научные редакторы:

доктор геол.-мин. наук *Г.П. Авдейко*, канд. геол.-мин. наук *В.А. Селиверстов*



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект №98-05-78148)

ББК 26.31

© А.В. Колосков, 1999
© Научный мир, 1999

ISBN 5-89176-056-8

ВВЕДЕНИЕ

Наличие или отсутствие ксенолитного материала в вулканических породах является геологическим фактом, который сам по себе требует объяснения. Упоминание о ксенолитах встречается едва ли не в каждом вулканологическом описании. И, тем не менее, в любом геологическом или петрологическом словаре смысл трактовки термина "ксенолит" заключается в его чужеродности, а появление ксенолитов в вулканиках связывается с фактором случайности.

Поэтому цель настоящего исследования заключается в петрологическом изучении вулканических пород в той степени, в какой особенности их вещественного состава, происхождения и эволюции связаны с фактом наличия или отсутствия в них базит-гипербазитовых включений. И в обратной зависимости – эти ксенолиты изучались таким образом, чтобы понять, какие связи существуют между этими образованиями и несущими их вулканиками.

Актуальность проведенных исследований определяется тем, что они имеют прямое отношение к ряду приоритетных направлений, которые характеризуют современное развитие магматической петрологии.

Возможный состав первичных магм. Хорошо известно, что состав вулканических пород может находиться в разной степени приближения к тому магматическому расплаву, который изначально появляется в глубинах Земли. Реконструировать первичный магматический состав, проследить историю эволюции расплава – одна из основных задач петрологии.

В 60-е годы, в период наибольшей популярности формационного анализа, считалось [Кузнецов, 1964; Кутолин, 1969], что состав преобладающих разновидностей магматических пород отражает в максимальной степени состав исходного для данного формационного типа родоначального расплава. В этот период для анализа составов исходных

расплавов часто привлекались также всевозможные коррелятивные диаграммы, построенные по методу А.Н.Заварицкого и с использованием индексов Пикока, Х.Куно, А.Ритмана.

При изучении интрузивных образований, в особенности, когда присутствуют так называемые расслоенные серии, т.е. в широком масштабе возможны процессы кристаллизационной дифференциации, в качестве исходных жидкостей принимались составы закаленных эндоконтактовых разновидностей пород [Уэйджер, Браун, 1970].

В последние два десятилетия в связи со все возрастающим успехом концепции тектоники литосферных плит представление о родоначальной магме принимает несколько расплывчатый характер, так как в разнообразных петрологических моделях исходные расплавы представляются как результат суммарного влияния многих факторов и нескольких источников, роль которых учесть бывает довольно трудно.

Идеи о том, что чем магнезиальнее порода, тем ближе она находится к родоначальным магмам, в настоящее время очень популярны в магматической петрологии [Tatsumi, 1982; Sanders et al., 1987; Ellam, Cox, 1989]. Бытует, например, представление о том, что магнезиальные андезиты, так называемые адакиты, отражают составы тех первичных выплавов, которые образуются за счет субдуцируемой океанической плиты [Defant, Drummond, 1990; Drummond, Defant, 1990]. Однако в чистом виде адакиты встречаются довольно редко. Некоторыми исследователями [Дмитриев и др., 1990] для океанских толеитов постулируется пикриновый или ультраосновной состав первичного расплава.

При обосновании пиролитовой модели состава верхней мантии А.Е.Рингвудом [1981] в качестве критериев первичности магм, наряду с их магнезиальностью и высокими содержаниями Ni и Cr

принимается наличие в них глубинных ксенолитов и ксенокристов.

Присутствие в породе барофильной или высокотемпературной тугоплавкой кристаллической фазы свидетельствует о том, что расплавы, из которых кристаллизовалась эта порода, в минимальной степени затронуты процессами малоглубинной или низкотемпературной дифференциации и именно здесь следует искать составы, близкие к родоначальным.

Геодинамические реконструкции. Общепринятым является представление о том, что вещество магматических пород в той или иной степени отражает особенности геодинамической обстановки проявления магматизма.

Существуют представления об индикаторных магматических формациях [Кузнецов, 1964], индикаторных геохимических типах магматических пород [Кузьмин, Зоненшайн, 1987] или индикаторных сериях [Магматические формации..., 1980]. С этих позиций, вероятно, интересным будет оценить индикаторные возможности ксенолитсодержащих вулканитов, а также проследить, как меняется состав и минералогические особенности самих ксенолитов при переходе от одного геодинамического режима их проявления к другому. В геологической литературе имеется обширнейший материал по изучению ксенолитов в связи с вулканизмом континентальных и океанических областей [например, Mantle xenoliths, 1987]. Менее изучены и менее известны в мировой литературе (см. главу по Курило-Камчатским и Западно-Алеутским дуговым и задуговым ксенолитам в той же монографии) включения в вулканических породах островодужных систем. Тем более это относится к включениям в вулканитах так называемого внутриплитного геохимического типа, проявленных в этих системах.

После выхода в свет известной сводки Росса с соавторами [Ross et al., 1954] представления о ксенолитах как удивительно однообразных по химизму и минералогии образованиях, испытали существенные коррективы. Однако мнение о том, что истинно мантийными могут быть только включения гранатовых или шпинелевых перидотитов с характерной для них минералогией глубоко укоренилось в сознании ученых. Поэтому, когда появились первые детальные работы по островодужным ксенолитам и ученые с удивлением обнаружили их существенные отличия от классических континентальных лерцолитов и сходство с составами гипербазитовых массивов, они единодушно признали в них обломки, отторженные от этих массивов [Щека, 1983; Включения..., 1978;

Цветков, Авдейко, 1982]. В поздних работах автора [Koloskov, Zharinov, 1993; Колосков и др. 1997] дается иная трактовка этих особенностей.

Ксенолиты как показатели особенностей эволюции магматических расплавов. Включения ультраосновных и основных пород в вулканитах являются важным объектом петрологических исследований не только в свете познания состава глубинных зон земной коры и мантии, но как свидетели истории возникновения и эволюции магматических расплавов в различной геодинамической обстановке.

Преобразование различных типов включений обычно связывается или с их метасоматической переработкой [Menzies, 1983; Mafic and ultramafic xenoliths..., 1988], или с контактовыми изменениями на границе с вмещающей породой [Кутолин, 1972; Щека и др., 1978; Щека, 1983]. Иногда в качестве дополнительного фактора привлекается механизм декомпрессионного плавления при движении расплава к земной поверхности [Francis, 1976].

Эти вопросы нуждаются в подробном рассмотрении, тем более неясно, как в ходе преобразования включений меняются составы несущих их расплавов.

Предлагаемая работа является первой попыткой систематизации данных о соотношении ксенолитов и содержащих их вулканических пород на обширной территории Восточно-Азиатской окраины, которая характеризуется большим разнообразием геодинамических обстановок проявления позднекайнозойского вулканизма, пестротой состава его продуктов, обилием и разнотипностью содержащегося в них ксенолитного материала.

Работа основана на результатах 35-летних исследований, за время которых автору довелось провести 29 полевых сезонов, участвовать в 4-х рейсах НИС "Вулканолог", работать во многих районах рассматриваемой переходной области: на Камчатке, Курилах, в Корякии и на Чукотке, в пределах Мексиканского вулканического пояса, Западных Алеут, Юго-Восточного Вьетнама и шельфа Южно-Китайского моря.

Для привлечения сравнительного материала использованы многочисленные литературные источники.

Работа начата в лаборатории взаимосвязи поверхностного и глубинного магматизма Института вулканологии ДВО РАН и закончена в лаборатории петрологии и геохимии Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН. Исследования проводились в тесном контакте с коллегами этого и других академических институтов, Мингео России, а также с некоторыми зарубежными учеными. Это прежде всего О.Н.Волы-

нец, Г.Б.Флеров, К.Н.Рудич, М.А.Фаворская, Д.И.Фрих-Хар, Г.П.Авдейко, В.А.Ермаков, И.В.Мелекесцев. В творческом общении с ними, а также с С.А.Щекой, Б.В.Ивановым, Г.Н.Аношиным, В.И.Шараповым, О.А.Брайцевой, А.Е.Шанцером, Н.Н.Шилиным, Дж.Ягодзински, В.А.Селиверстовым, Г.П.Пономаревым, А.И.Цюрупой, Н.И.Селиверстовым, Т.Г.Чуриковой, С.А.Хубуная, А.А.Алискеровым обсуждались многие аспекты работы и готовились совместные публикации. В разное время автор обращался за помощью и консультациями к В.В.Кепежинскому, А.А.Маракушеву, Дж.Дэвидсону (Департамент Земных и Космических Наук, США), Г.Вернеру (Геттингенский Университет, Германия). Автор глубоко

признателен всем перечисленным коллегам за поддержку, помощь и полезные дискуссии, способствовавшие становлению его взглядов на проблемы происхождения и эволюции магм в активных континентальных окраинах и на островных дугах. Автор признателен также Н.С.Хану и Н.Ч.Иему за помощь и организацию полевых работ на территории Вьетнама и С.Де Ла Круз за помощь и организацию полевых работ на территории Мексики.

Автор сознает, что проблема связи вулканитов и выносимых ими включений обширна и далеко выходит за рамки настоящего исследования. Однако приведенный в работе фактический материал и его интерпретация, возможно, внесут посильный вклад в ее решение.

Глава 1

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКОГО И МЕТОДОЛОГИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА

1.1. ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Представленная работа готовилась в течение 35-ти лет на рубеже двух парадигм – теории геосинклиналей и новой концепции тектоники литосферных плит. В использованной литературе отражены теоретические представления ученых, относящихся к разным геологическим школам, придерживающихся разных идеологий. Этим объясняются возникшие при написании этой работы трудности терминологического плана.

Прежде всего, это касается практики использования такого термина, как “внутриплитный вулканизм”. В соответствии с представлениями концепции тектоники литосферных плит этот тип вулканизма проявляется внутри континентальных (траппы, базальтоиды континентальных рифтов) и океанических (базальты океанических островов) областей. В работе этот термин используется для характеристики позднекайнозойского вулканизма Вьетнама, который связан с окраинно-континентальной рифтовой зоной, что не совсем точно соответствует его значению. Однако австралийские ученые [Intraplate Volcanism..., 1989] применяют именно этот термин для характеристики кайнозойского вулканизма Восточной Австралии, который во многом подобен вьетнамскому. Известно, что на активных континентальных окраинах и в островодужных системах, помимо собственно островодужного, развит еще неостроводужный тип вулканизма [Veichow et al., 1984; Uchimisu, 1966; Nakamura et al., 1990]. Он имеет определенные геохимические черты сходства с внутриплитным, но отличается от него рядом специфических особенностей. Для этого типа вулканизма не существует определенного термина. В одних работах он именуется, как внутриплитовый [Петрология и геохимия..., 1987; Волюнец, 1993], в других работах [Волюнец и др., 1995, 1996; Колосков и др., 1997]

как внутриплитный геохимический тип. Этот последний термин и будет использоваться при дальнейшем изложении материала. Термины “островодужный вулканизм”, вулканизм “орогенного этапа” развития островной дуги, “субдукционный” вулканизм используются для обозначения одного и того же геохимического типа вулканических проявлений. Хотя последний термин понимается гораздо шире – для описания сходных проявлений и на активной континентальной окраине. Представление автора о геохимических типах и геохимических сериях в целом соответствует определению, предложенному О.А.Богаतिकовым с коллегами. Под сериями понимаются естественные ассоциации магматических горных пород, обладающие общими геохимическими признаками и занимающие “на классификационных петрохимических (геохимических) диаграммах вполне определенное положение, характеризующее тот или иной тип геодинамической обстановки” [Магматические горные породы, 1987, с.15].

1.2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ И РАЗРАБОТКИ

1.2.1. Методы исследования

При проведении настоящих исследований автором использован широкий набор различных петрологических методов: петрографический, петрохимический, геохимический, изотопный и минералогический. Общий химический состав вулканических пород и ксенолитов (всего около 500 анализов) выполнен в основном в Центральной химической лаборатории Института вулканологии ДВО РАН (аналитики Т.В.Долгова, Н.Р.Гусакова, Г.В.Лец, Н.В.Соловьева), часть анализов была

сделана в Центральной лаборатории ПГО “Укр-черметгеология” (г.Керчь, аналитик Р.А.Шиндерук) и Химико-аналитическом центре ГИН РАН (аналитик М.В.Радченко).

Геохимические данные (около 300 образцов) получены в разных лабораториях: рентгено-флюоресцентным и спектральным методами в ИГЕМ и ГИН РАН, РЗЭ и Sc определены методом инструментального нейтронно-активационного анализа в ГИН РАН (руководитель С.М.Ляпунов); Th и U – гамма-спектрометрическим методом в ГЕОХИ РАН (аналитик Т.М.Золотухина), кроме того часть микроэлементов была определена методом нейтронной активации в Университете Ю.Флорида, США под руководством М.Дефанта, а также методами ICP-MS и ICP-ES в XRA-лаборатории (Брест-Университет, Онтарио, Канада), а также в Геохимическом Институте (Геттинген, Германия).

Данные по изотопии Sr, Nd и Pb (всего около 80-ти определений) были получены в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН по методике, описанной в работе [Карпенко и др., 1984], в лаборатории изотопии Открытого Университета (под руководством д-ра Крис Хоксуорта, Великобритания), а также в Геохимическом Институте (Геттинген, Германия) и в Корнельском Университете (США).

В работе большое внимание уделено анализу минералогических особенностей вулканических пород, а в особенности ксенолитов. Были рассмотрены обширные коллекции шлифов и аншлифов, использовано около трех тысяч анализов составов минералов и около 200 определений составов стекол, выполненных с помощью рентгеновского микроанализатора “Comebax” в лаборатории аналитического и микрозондового анализа Института вулканологии ДВО РАН (аналитики В.М.Чубаров и Т.Г.Философова).

1.2.2. Некоторые методические разработки

Составы пород являются комбинациями многих компонентов, находящихся в сложной зависимости друг от друга и от той обстановки, в которой происходило зарождение и эволюция магматической системы. Изменение этой обстановки можно рассматривать, в узком смысле, в рамках имеющих физических и физико-химических параметров, таких как P-T-условия, активности летучих и петрогенных компонентов, и, в широком смысле, – в рамках того геодинамического режима,

в условиях которого проявляется магматизм. В этом плане используемые обычно парные диаграммы корреляции недостаточны в виду ограниченности заложенной в них информации. Треугольные диаграммы типа АФМ недостаточно надежны, поскольку в них закладывается ограниченный приоритет тех или иных трендов изменения состава (например, на диаграмме АФМ рассматривается поведение толеитового и известково-щелочного трендов дифференциации).

Недостаток старых стимулирует постоянный поиск и использование новых петрохимических диаграмм на основе многомерной корреляции и многомерного статистического анализа [Дмитриев и др., 1972; Добрецов, 1975; Пискунов, Федорченко, 1982; Колосков, Жаринов, 1986; Pearce, 1976].

Диаграмма S–A [Дмитриев и др., 1972], учитывает влияние основных петрохимических характеристик – относительной кремнеземистости (SiO_2 по сравнению с феррическими компонентами) и щелочности (в сумме с Al_2O_3 и CaO). На ней хорошо проверяется комплементарность ультраосновных пород и базальтоидов отдельных геоструктурных областей. Однако поля многих типов пород на этой диаграмме совмещены. Кроме того, щелочи в магматических и особенно метасоматических процессах ведут себя иногда независимо от глинозема, а в отношении кальция их поведение либо противоположно, либо независимо. Поэтому объединение всех этих компонентов в одну группу вряд ли правомочно.

Диаграмма Н.Л.Добрецова [1975] предназначена в основном для целей палеореконокструкций, при ее составлении не в полной мере использованы все компоненты химического анализа. Автором настоящей работы была предпринята попытка представить на единой диаграмме химические составы базальтов различных областей, используя методы многомерного статистического анализа [Колосков, Жаринов, 1986]. Обработка и статистическое исследование аналитических материалов выполнялись на ЭВМ ЕС-1033 с помощью графической диалоговой системы ВУЛКАНИТ [Горицкий и др., 1983]. При этом оказалось возможным основную информацию о различии изучаемых объектов описать двумя интегральными показателями P_1 и P_2 , являющимися линейными комбинациями основных породообразующих оксидов:

$$P_1 = 0,8 \text{ SiO}_2 - 0,75 \text{ TiO}_2 + 1,33 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,65 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,73 \text{ FeO} + 0,59 \text{ MgO} + 0,09 \text{ CaO} + 0,55 \text{ Na}_2\text{O} + 4,66 \text{ K}_2\text{O} \text{ и}$$

$$P_2 = 1,14 \text{ SiO}_2 - 0,13 \text{ TiO}_2 + 1,18 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1,16 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,9 \text{ FeO} + 0,62 \text{ MgO} + 0,45 \text{ CaO} + 0,15 \text{ Na}_2\text{O} - 3,98 \text{ K}_2\text{O}.$$

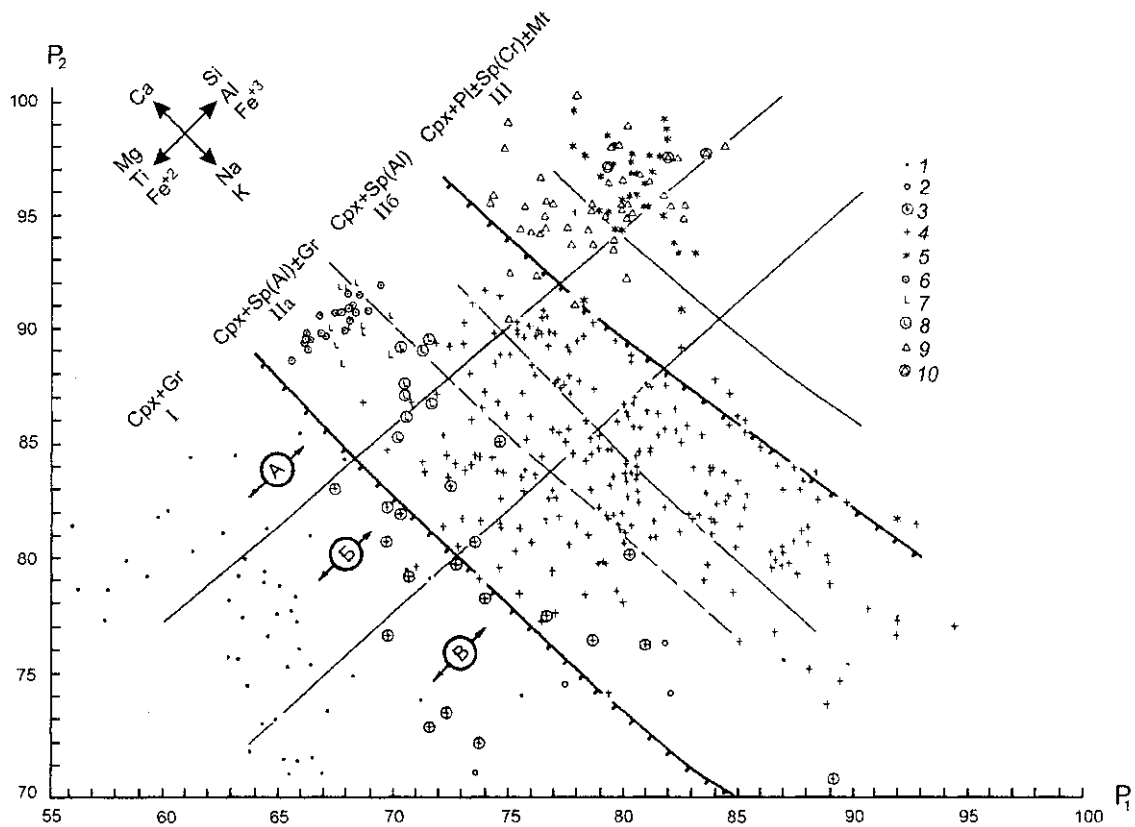


Рис. 1. Диаграмма $P_1 - P_2$ для вулканитов, содержащих различные типы ксенолитов

1 – кимберлиты; 2 – лампроиты; 3 – фельдшпатовидные породы, содержащие включения перидотитов с гранатом; 4 – базаниты, щелочные оливиновые базальты с включениями шпинель-лерцолитового типа; 5 – островодужные вулканиты с ксенолитами габброидов и хром-шпинелевых ультрамафитов; 6 – мегакристы титан-авгитов; 7–10 – составы ксенолитов: 7 – “черные” пироксениты, 8 – лерцолиты, 9 – габброиды, 10 – алливалиты. Серии вулканитов, характеризующиеся разной калиевой щелочностью: А – низкокальцевая, толентовая, Б – известково-щелочная, В – субщелочная и щелочная. I–III – серии вулканических пород, характеризующиеся разным соотношением силических и мафических компонентов и разными парагенезисами минералов ассоциирующих с ними включений.

Кроме материалов автора и данных из работы [Колосков, Жаринов, 1986] использованы материалы [Fesq et al., 1975; Frey et al., 1978; Clague et al., 1980; McDonough et al., 1985; Moris, 1986; Rutter, 1987; Mantle xenoliths, 1987; Mafic and ultramafic xenoliths..., 1988; Фролова и др., 1988; Luhr et al., 1989; Siena, Coltorti, 1989; Геохимическая типизация..., 1990]

В координатах $P_1 - P_2$ была построена классификационная диаграмма [Колосков, Жаринов, 1986]. Существенно дополненная новыми данными эта диаграмма представлена на рисунке 1. Здесь выделены зоны, соответствующие трем основным рядам пород, отличающимся по щелочности–известковистости: толентовому, известково-щелочному и субщелочному (щелочному), а также серии вулканических пород, характеризующиеся разным соотношением силических и мафических компонентов и разными типами ассоциирующих с ними включений, которые соответствуют пироп-гранатовому (I и IIa), шпинель-лерцолитовому (IIa и IIb) и плагиоклазовому (III) равновесию. Здесь также нанесены точки составов мегакристов титан-авгитов, “черных” пироксенитов и лерцолитов, которые попадают в область пироп-гранатового или шпинель-

лерцолитового равновесия, а также составы ксенолитов габброидов и алливалитов, оккупирующие область плагиоклазового равновесия. Эта диаграмма в дальнейшем используется для характеристики петрохимических особенностей базальтоидов различных регионов.

Около трех десятилетий зарубежного и почти два десятилетия отечественного опыта использования микронзондового анализа при петрологических исследованиях позволили накопить огромный аналитический материал по составу главных породообразующих минералов магматических пород всех провинций Земли, а также внеземных образований. Однако получив ощутимый количественный скачок прироста знаний, теоретическая петрология не обогатилась сколько-нибудь заметными обобщениями или революционными

работами минералого-генетического плана. Возможно, одной из причин сложившейся ситуации является то, что подход к использованию и сам анализ результатов обработки материалов остается прежним от дозондовского этапа. Специальные теоретические работы по минералогии посвящены в основном вопросам кристаллохимической систематики минералов. В подавляющей массе публикаций минералогический материал приводится в таблично-иллюстративной форме для подтверждения правильности проделанной типизации геохимических серий или комплексов. Лишь в небольшом количестве специальных петрологических исследований минералогия "работает" самостоятельно. Однако, состав минералов при этом анализируется с использованием все тех же диаграмм тройной или парной корреляции, которые можно найти в любом учебном пособии 50-60 годов. Ограниченность возможностей таких диаграмм очевидна. Например, наиболее распространенная диаграмма En-Wo-Fs дает лишь самое общее представление о характере изменения температурных трендов пироксенов в породах различного состава при малых глубинах применительно к сухой магматической системе. С использованием диаграмм тройной и парной корреляции делались попытки [Leterrier et al., 1982; Nisbet, Pearce, 1977] разделения пироксенов вулканитов в зависимости от состава пород и особенностей их структурного положения. Однако это разделение имело достаточно общий характер, со значительным перекрытием полей. Поиски наиболее компактных и в то же время информативных диаграмм привели исследователей на путь использования многомерного статистического анализа [Дуденко и др., 1977].

Автором, совместно с С.Е.Жариновым, также была сделана попытка рассмотреть задачу сравнения составов этого класса минералов с использованием методов многомерного статистического анализа [Koloskov, Zharinov, 1993]. В качестве объекта исследования были выбраны клинопироксены из различных типов базит-гипербазитовых включений в вулканитах. По наличию индикаторных минералов [O'Нара, Мерсу, 1966] среди ксенолитов базит-гипербазитового состава были выделены три фации глубинности: оливин-плагиоклазовая, Al-шпинелевая и пироп-гранатовая. Исследования проводились в два этапа. На первом – при помощи методов многомерного статистического анализа выбиралась система интегральных показателей для построения классификационной диаграммы. На втором этапе привлекался значительный дополнительный аналитический материал.

Первоначально было выбрано 30 объектов (различные типы включений в кимберлитах и различающихся по щелочности базальтоидах континентальных и островодужных областей (табл.1)).

В рамках принятой модели [Koloskov, Zharinov, 1993] основная информация о различии объектов может быть описана двумя интегральными показателями, аналитические выражения для которых в нашем случае имеют следующий вид:

$$P_1 = -0,02 \text{ SiO}_2 + 0,09 \text{ TiO}_2 + 0,64 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,59 \text{ Cr}_2\text{O}_3 + 1,35 \text{ FeO} + 9,65 \text{ MnO} - 0,50 \text{ MgO} + 0,29 \text{ CaO} - 2,26 \text{ Na}_2\text{O}$$

$$P_2 = -0,93 \text{ TiO}_2 + 0,07 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1,23 \text{ Cr}_2\text{O}_3 - 0,46 \text{ FeO} + 1,74 \text{ MnO} + 0,36 \text{ MgO} + 0,10 \text{ CaO} - 1,66 \text{ Na}_2\text{O}$$

Проекция средних химических составов по опорным объектам показаны на рисунке 2, где оценка влияния отдельных оксидов на положение точек в плоскости P_1 - P_2 представлена системой стрелок, направления которых соответствуют росту содержания оксидов, а их размеры – степени влияния. Для построения классификационной диаграммы был привлечен дополнительный аналитический материал по составу клинопироксенов из различных типов включений в вулканитах, из мегакристов и вулканических пород островодужного типа с широкими вариациями щелочности от толеитов до субщелочных разностей, а также из альпинотипных гипербазитов Камчатки (см. рис.2 и рис.3). Локальное расположение фигуративных точек позволило оконтурить 7 полей, которые предлагаются в качестве основы для классификации клинопироксенов из различных типов базит-гипербазитовых включений в координатах P_1 - P_2 (рис.4). Эти поля группируются в виде трех последовательно сменяющих друг друга линейных зон, характеризующих составы пироксенов различных фаций глубинности: пироп-гранатовой, шпинель-лерцолитовой и оливин-плагиоклазовой. В первую зону попадают поля составов пироксенов из включений перидотитов в кимберлитах (поле I), а также эклогитов и пиропсодержащих пироксенитов в кимберлитах, кимберлитоподобных породах и щелочных вулканитах (поле II). Шпинелевая фация представлена полями составов клинопироксенов шпинелевых лерцолитов (поле III), а также верлитов и разнообразных пироксенитов (поле IV) в щелочных базальтоидах внутриплитных континентальных и океанических областей. Наконец, в зону плагиоклазового равновесия попадают составы клинопироксенов из включений габброидов различных геоструктурных областей, а также весьма специфического для вулканитов островных дуг оливин-анортитового типа включений (поле VII).

Таблица 1. Средние химические составы клинопироксенов (мас. %), использованные для построения классификационной диаграммы

№№ п. п.	Оксиды									Код-во анализов
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	
1	55.36	0.21	1.33	1.51	3.02	0.05	19.00	18.09	1.42	12
2	54.43	0.19	2.06	1.34	2.91	0.10	17.91	19.43	1.62	16
3	54.33	0.31	2.44	1.86	2.54	0.07	17.10	19.52	1.83	13
4	54.82	0.52	8.26	0.07	6.09	0.06	11.20	13.77	5.21	6
5	53.97	0.23	7.00	0.21	3.28	0.04	15.20	16.87	3.20	13
6	56.21	0.45	10.51	0.04	4.44	0.03	8.94	12.54	6.83	11
7	52.76	0.50	6.05	1.46	2.42	0.05	16.20	17.79	2.77	13
8	54.66	0.56	9.49	0.12	3.43	0.06	11.58	14.88	5.22	7
9	55.06	0.44	7.33	0.17	5.67	0.12	12.58	14.39	4.24	5
10	54.09	0.06	3.33	0.83	2.55	0.09	16.89	20.67	1.49	14
11	51.91	0.37	4.82	0.91	3.31	0.10	17.67	19.58	1.33	8
12	51.16	0.45	6.67	0.82	3.43	0.10	16.26	19.49	1.62	26
13	51.57	0.66	6.67	0.62	3.34	0.14	15.87	18.54	1.78	9
14	53.14	0.17	4.60	0.90	2.67	0.07	15.40	21.54	1.51	8
15	51.69	0.47	6.43	0.19	4.09	0.09	14.51	21.23	1.31	12
16	52.67	0.49	5.91	0.81	2.56	0.09	14.80	20.88	1.78	13
17	51.55	0.74	7.01	1.03	3.22	0.07	16.09	18.87	1.42	7
18	50.12	1.11	6.13	0.15	5.98	0.08	13.51	21.90	1.03	15
19	50.50	1.06	7.14	0.19	5.96	0.12	14.05	19.37	1.61	6
20	50.21	0.53	5.55	0.55	5.87	0.13	17.73	18.78	0.65	6
21	49.78	1.63	7.66	0.24	7.07	0.14	13.93	18.36	1.18	6
22	46.20	1.25	8.41	0.06	12.37	0.30	8.43	22.29	0.69	7
23	51.37	0.39	3.45	0.48	5.61	0.10	15.94	22.40	0.25	8
24	51.27	0.46	3.90	0.06	10.11	0.32	11.39	21.79	0.70	23
25	49.97	0.49	5.00	0.11	7.45	0.17	15.14	21.30	0.38	9
26	49.21	1.04	6.87	0.12	6.97	0.16	14.48	20.43	0.70	8
27	52.30	0.22	3.61	0.79	3.26	0.08	17.52	21.69	0.52	9
28	54.07	0.20	2.32	0.58	4.78	0.14	16.23	21.46	0.20	6
29	54.50	0.01	1.58	0.51	2.22	0.09	17.35	23.82	0.01	9
30	51.60	0.43	0.43	0.78	3.24	0.10	16.56	22.02	0.52	9

Примечание. Включения гранатовых перидотитов и эклогитов в кимберлитах и щелочных вулканитах: 1 – перидотиты, трубка Удачная, Сибирская платформа [Соболев, 1974]; 2 – перидотиты из трубок Южной Африки [Nixon et al., 1963; Boyd, 1969; Buzley, Sudaby, 1975]; 3 – перидотиты в туфах карбонатитов вулкана Лешенн, Южная Африка [Dawson et al., 1970; Reid et al., 1975]; 4, 6, 8 – эклогиты, трубка Мир, Сибирская платформа [Соболев, 1974; Владимиров и др., 1976]; 4 – магнезиально-железистые, 6 – алмазосодержащие, 8 – магнезиальные; 5, 7 – эклогиты, трубка Обнаженная [Соболев, 1974; Владимиров и др., 1976]; 5 – низкохромистые, 7 – высокохромистые; 9 – эклогиты, трубка Робертс Виктор, Южная Африка; 14 – гранатсодержащие пироксениты из базанитовых туфов, Виктория, Австралия [Griffin et al., 1984].

Включения шпинельевых перидотитов и пироксенитов в щелочных базальтоидах континентальных областей: 10 – перидотиты в базанитах, о. Нунивак [Francis, 1976, 1973]; 11 – перидотиты в эксплозивных брекчиях и щелочных базальтах, Минусинская впадина [Денисов, 1974]; 12 – перидотиты в щелочных базальтах, Приморье [Денисов, 1974; Щека, 1983]; 13, 16 – перидотиты и 18 – пироксениты в щелочных базальтах Монголии [Кепежинская, 1979]; 13 – из К-ассоциации, 16, 18 – из Na-ассоциации; 15 – шпинельевые пироксениты из базанитовых туфов, Виктория, Австралия [Griffin et al., 1984]; 17 – перидотиты из щелочных базальтов Забайкалья [Денисов, 1974]; 19 – верлитовая серия из базанитовых туфов, Виктория, Австралия [Griffin et al., 1984]; 21 – пироксениты, верлиты в щелочных лавах вулкана Невер, Виктория, Австралия [Ellis, 1976].

Плагиоклазовые включения: 22, 24 – в щелочных базальтах вулкана Иль-де-Цендр, Вьетнам, материалы авторов; 25 – оливин-анортитовые включения вулканов Восточной Камчатки [Вольнец и др., 1978]; 26 – плагиоклазовые включения в базальтах Северного Кюсю и о. Ики, Япония [Aoki, 1964, 1968].

Включения дунит-гарцбургитовой и верлит-пироксенитовой ассоциаций в вулканитах островных дуг: 20, 27, 30 – включения в базальтах вулкана Итиноме гата, Япония [Kuno, 1967; Kuno, Aoki, 1970]; 20 – верлиты, пироксениты; 27 – перидотиты; 30 – гранатовые перидотиты; 23, 28, 29 – включения в андезитобазальтах Авачинского вулкана, Камчатка (материалы автора); 23, 28 – верлиты, пироксениты; 29 – дуниты, гарцбургиты.

Список литературы см. в [Koloskov, Zharinov, 1993]

Той же фации глубинности соответствуют составы пироксенов из ксенолитов пироксенитов (нередко с плагиоклазом) в островодужных вулканитах (поле VI), которые по мере возрастания магнезиальности пород сменяются пироксенами вебстеритовых, верлитовых, гарцбургитовых и дунитовых ассоциаций в тех же вулканитах (поле V). При этом, если в габброидах и пироксенитах клинопироксен

находится в парагенезисе с титаномагнетитом, то в более магнезиальных породах островодужных включений он встречается совместно с хромистой и хромисто-глиноземистой шпинелью. Таким образом, дунит-гарцбургитовую ассоциацию включений в вулканических породах островных дуг можно рассматривать как бесплагиоклазовый аналог плагиоклазовой фации глубинности.

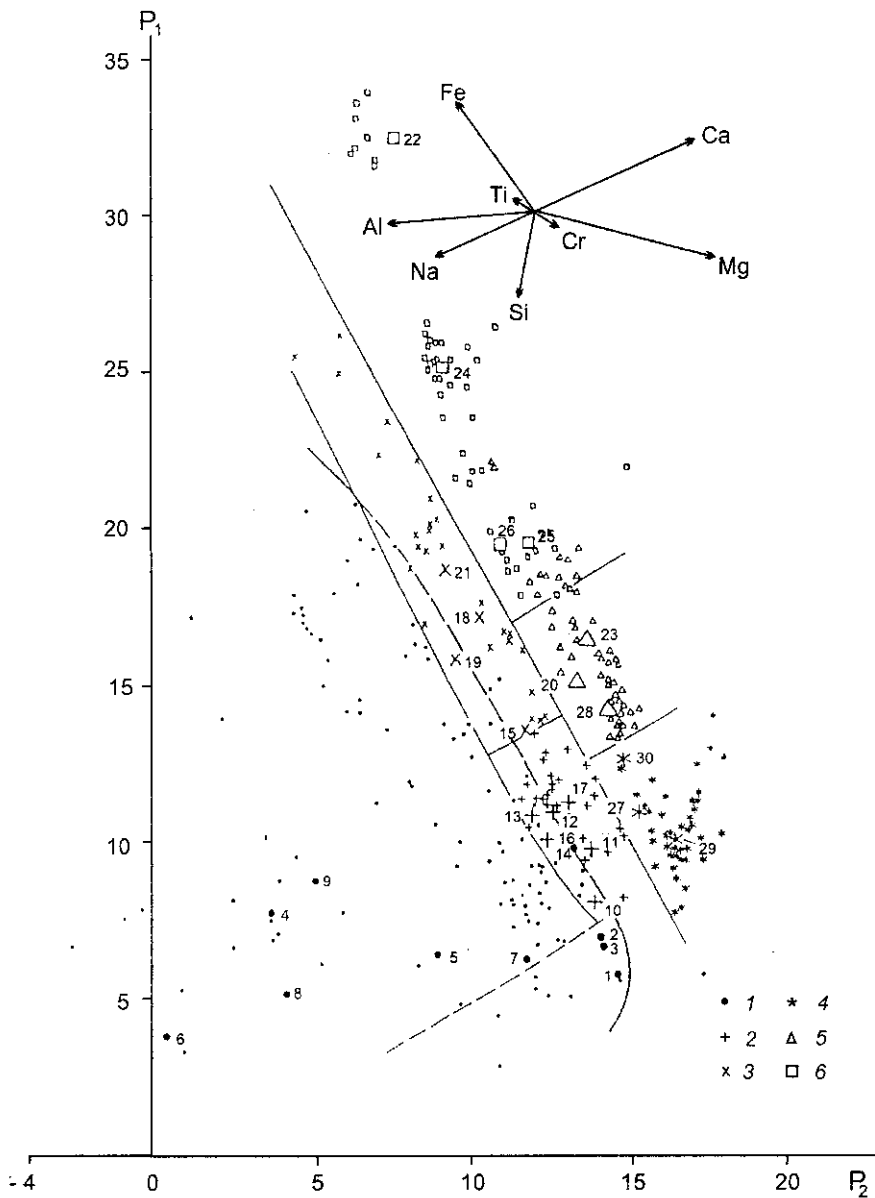


Рис. 2. Диаграмма $P_1 - P_2$ для пироксенов из различных типов включений в вулканитах

1 – гранатсодержащие включения; 2–3 – включения шпинелевых перидотитов (2) и пироксенитов (3) в щелочных базальтоидах внутриплитного типа; 4–5 – включения перидотитов (4) и пироксенитов (5) в вулканитах островодужного типа; 6 – плагиоклазовые включения. Крупными значками с цифрами выделены образцы выборки в табл. 1. Стрелками на диаграмме показано направление роста содержания компонентов, а их размерами – степень влияния.

При построении диаграммы дополнительно использованы [Добрецов и др., 1971; Киселев и др., 1979; Минералы, 1981; Рассказов, 1985; Фролова и др., 1988; Edgar et al., 1969; Ishibashi, 1970; Mantle xenoliths, 1987; Mafic and ultramafic xenoliths..., 1988; Smith, Zientek, 1979; White et al., 1972]. Список литературы см. [Koloskov, Zharinov, 1993]

На рисунке 4 выделено поле составов клинопироксенов из магнезиальных пород (лерцолитов, гарцбургитов, дунитов) альпинотипных гипербазитов Камчатки. Интересно отметить, что оно полностью перекрывает поле составов пироксенов наиболее магнезиальных включений плагиоклазовой фации глубинности и частично перекрывается составами пироксенов (как вкрап-

ленников, так и микролитов) некоторых вулканилитов. Становится понятным представление ряда исследователей [Цветков, Авдейко, 1982; Щека, 1983], которые считают, что островодужные включения могут быть ксенолитами гипербазитовых интрузий, залегающих в том фундаменте островных дуг, на котором развиваются вулканические пояса. Однако близость составов клинопироксенов

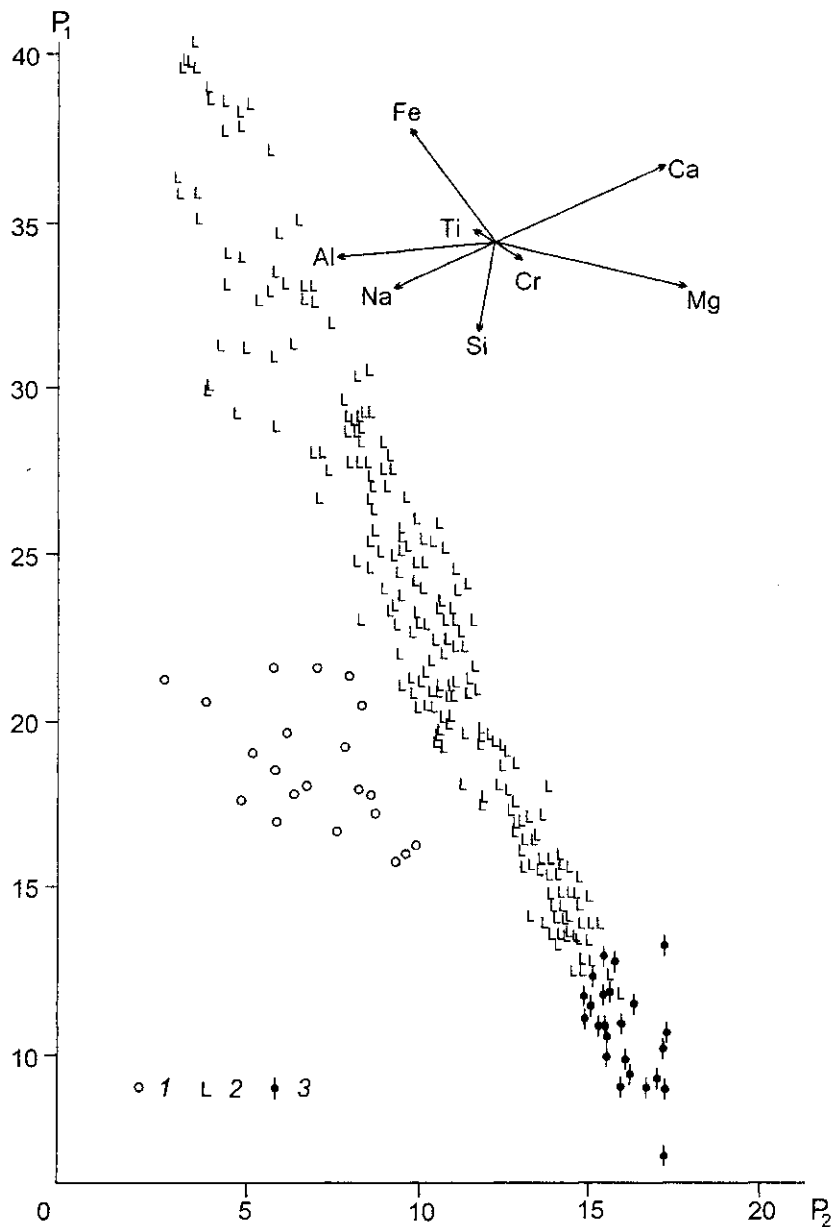


Рис. 3. Диаграмма $P_1 - P_2$ для пироксенов мегакристов в вулканитах (1), кристаллической фазы вулканических пород (2) и альпинотипных гипербазитов Камчатки (3)
 Используемую литературу см. [Koloskov, Zharinov, 1993]

свидетельствует лишь о том, что эти образования относятся к одной и той же фации глубинности при близкой общей магнезиальности пород.

Рассмотрим, как меняется компонентный состав клинопироксенов при переходе из одной области составов к другой. На всех диаграммах (см. рис.2-4) стрелками расшифровано влияние отдельных элементов на характер изменения параметров P_1 и P_2 . Кроме того в тех же координатах нанесены

точки составов некоторых конечных членов изоморфных серий этого минерала (рис.5). Как видно на диаграммах, переход из пироп-гранатовой в шпинель-лерцолитовую, а затем – в оливин-плаггиоказовую фацию сопровождается уменьшением в составе клинопироксена Na, Al и Si и возрастанием Ca и Mg, то есть уменьшением жадеитовой и возрастанием волластонитовой составляющей. Таким образом, сказывается влияние давления на

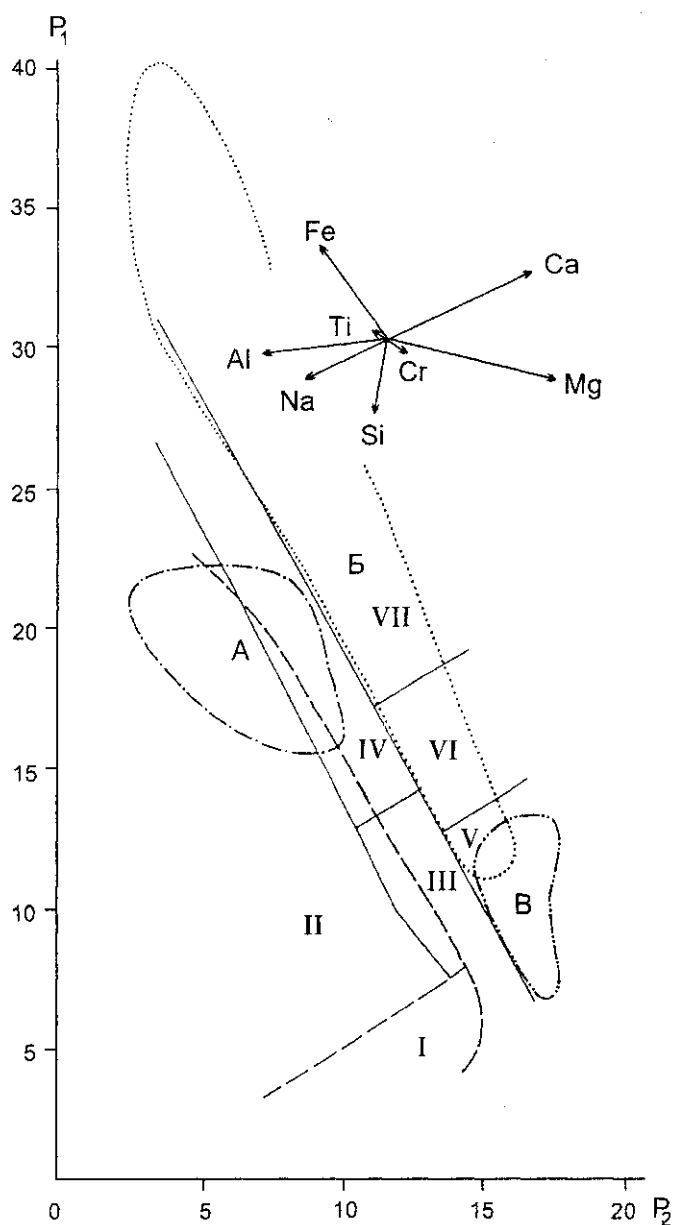


Рис. 4. Классификационная диаграмма для клинопироксенов в координатах $P_1 - P_2$

Поля составов клинопироксенов из: включений перидотитов в кимберлитах (I); эглогитов и пирропсодержащих пироксенитов в кимберлитах, кимберлитоподобных породах и щелочных вулканитах (II); шпинелевых перидотитов (III) и пироксенитов (IV) в щелочных базальтонадах внутриплитных континентальных и океанических областей; перидотитов (V) и пироксенитов (VI) в вулканитах островодужных областей; плагиоклазовых включений (VII); А – мегакристов в вулканитах; Б – кристаллической фазы вулканических пород; В – альпинотипных гипербазитов Камчатки

состав этого минерала. Смена составов пироксенов внутри фаций глубинности связана с полярным распределением следующих компонентов: с одной стороны, SiO_2 , Cr_2O_3 и MgO , а с другой – FeO , TiO_2 и Al_2O_3 , то есть изменением геденбергитовой и диопсид-волластонитовых составляющих. Эти вариации напрямую связаны с изменением магнезиальности пород, а также температуры образования пироксенов. Интересно отметить, что хромистость

пироксенов не является показателем его барофильности, но скорее зависит от температурных условий кристаллизации. Подобный вывод был сделан Б.Майсеном и А.Беттчером [1979] на основании экспериментальных данных по плавлению перидотитов.

Предложенная классификационная диаграмма обладает рядом преимуществ по сравнению с диаграммами парной или тройной корреляции. Поло-

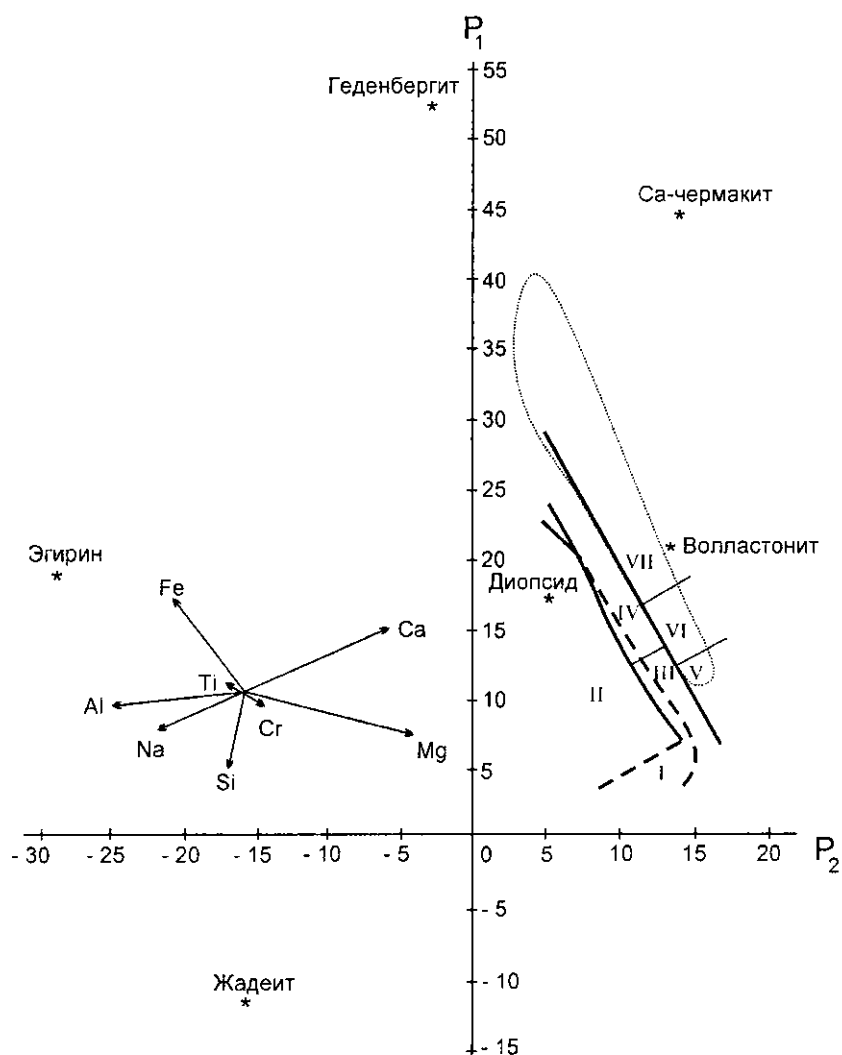


Рис. 5. Классификационная диаграмма для клинопироксенов в координатах $P_1 - P_2$ с точками некоторых конечных членов изоморфных серий этого минерала

Условные обозначения те же, что на рис. 4

жение фигуративных точек на ней определяется всем компонентным составом минерала, причем доля участия каждого компонента оценивается в зависимости от влияния таких факторов, как состав породы, температура и давление. Эта диаграмма в дальнейшем будет использоваться при характеристике составов ксенолитов в отдельных регионах.

Таким образом, предложенная петрохимическая диаграмма многомерного статистического анализа

позволяет разделять серии вулканических пород на основе их разной лейкократовости-меланократовости, с одной стороны, и щелочности-известковистости, с другой.

Составленная диаграмма многомерного статистического анализа составов клинопироксенов позволяет разделять базит-гипербазитовые ксенолиты в соответствии с тремя фациями глубинности: пироп-гранатовой, шпинель-лерцолитовой и плагиоклазовой.

Глава 2

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ВКЛЮЧЕНИЙ И СОДЕРЖАЩИХ ИХ ВУЛКАНИТОВ НА АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЕ

На обширной территории, относящейся к зоне сочленения Азиатского континента с Тихоокеанской плитой, от Малайзии на юге до Чукотки на севере протянулась область распространения разновозрастных вулканических поясов (рис.6, см. вклейку). Здесь выделяются вулcano-плутонические комплексы офиолитовых ассоциаций, окраинно-континентальные вулканические пояса, вулканические проявления молодых и палеоостровных дуг [Вулканические пояса..., 1984]. В целом, начиная с раннего мезозоя и до настоящего времени, наблюдается тенденция смещения главной вулканической и тектонической активности в сторону Тихого океана.

Однако уже в начале кайнозоя эта простая закономерность нарушается. Происходит возникновение впадин окраинных морей с особым типом вулканизма, в котором сочетаются признаки островодужных проявлений и океанического рифтогенеза. Вместо единого вулканического пояса на краю континента происходит формирование островодужных систем, различающихся особенностями геологического строения и типами проявившегося в них позднекайнозойского вулканизма. В пределах Тихоокеанской окраины Азиатского материка на рубеже позднего мела–палеогена закладывается обширный грабеновый пояс, который можно отнести к числу рифтогенных систем [Варнавский, Малышев, 1986]. Возникновение этого пояса по времени совпадает с усилением вулканической активности в ряде регионов Азиатской окраины [Вулканические пояса..., 1984].

Таким образом, разные участки переходной области характеризуются различным геодинамическим режимом проявления кайнозойского вулканизма. Естественно поэтому сначала рассмотреть интересные нас образования в составе вулканических поясов материковой части переходной области, а затем – в островодужных системах.

2.1. ВУЛКАНИЗМ И КСЕНОЛИТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОКА АЗИИ

В кайнозойское время в системе Восточно-Азиатских вулканических поясов проявляется особый тип вулканизма, который характеризуется широко масштабными площадными излияниями преимущественно толеитовых базальтов, которые завершаются обычно образованием многочисленных мелких конусов либо отдельных щитовых вулканов, сложенных породами базанитового или щелочно-оливинового состава с промежуточными разностями типа гавайитов или муджиеритов.

Этот тип вулканизма проявляется в составе кайнозойских вулканических поясов и ареалов на территории Индокитая [Barr, Macdonald, 1978, 1981; Гатинский, 1984], “постспрединговых” четвертичных базальтов северной части острова Хайнань (южный Китай) [Flower et al., 1992], отдельных лавовых полей и многочисленных вулканических центров на территории восточного и северного Китая [Mantle xenoliths, 1987; Dostal et al., 1988; Zhi et al., 1990; Fan, Hooper, 1991], Кореи [Lee, 1982] и Приморья [Вулканические пояса..., 1984; Баскина, 1984].

Как правило, вулканы этого типа тяготеют к отрицательным структурам наложенного характера, причем пояса их распространения отчетливо приурочены к Восточно-Азиатской континентальной окраине.

Ряд исследователей [Куно, 1972; Вулканические пояса..., 1984] этот тип вулканизма относят к трапповой формации, другие [Гатинский, 1984] толеитовые базальты сопоставляют с траппами, а щелочные базальтоиды рассматривают в качестве рифтогенных образований. Можно предложить иной вариант интерпретации [Колосков и др.,

1989]. Траппы являются проявлением платформенного внутриплитного вулканизма, связанного с этапом общей консолидации региона. В рассмотренных примерах вулканизм связывается с процессами тектоно-магматической активизации в пограничной зоне между двумя наиболее крупными геоблоками земной коры. Аналогами этого типа вулканизма являются, вероятно, проявления обширного Восточно-Австралийского вулканического пояса, возраст которых меняется от поздне-мезозойского до современного [Mantle xenoliths, 1987; Intraplate volcanism..., 1989]. Эти проявления относятся к внутриплитному типу, так как располагаются в пределах обширной Индо-Австралийской плиты, хотя и маркируют окраину одного из пяти континентов.

Есть еще одна особенность, отличающая этот тип вулканизма от траппового. В связи с толеитовым трапповым вулканизмом включения ультрамафитов не известны. В позднекайнозойских наложенных вулканических поясах Востока Азии (также как и восточной Австралии) широко развит щелочно-базальтовый вулканизм, во всех проявлениях которого ксенолиты достаточно обильны. Встречаются они, как будет показано в дальнейшем, и среди толеитов.

Свыше десяти мест, где обнаружены включения, отмечены на Индокитайском п-ве (см. рис.6). Часть из них – в Таиланде и Кампучии (Паилин, Чантабури и Денчи) были хорошо известны [Barr, Macdonald, 1979, 1981; Митчелл, Гарсон, 1984] благодаря наличию россыпных месторождений ювелирных сапфиров, цирконов, шпинелей и рубинов, образующихся при выветривании четвертичных щелочных базальтов, несущих включения лерцолитов, а также мегакристы этих минералов. Однако, большая часть нодулей была обнаружена в ходе работ рейсов НИС “Вулканолог” [Сапожников и др., 1979; Абрамов и др., 1980], а также наземных экспедиций автора совместно с вьетнамскими геологами.

Включения наиболее распространены в больших шлаковых конусах, хотя встречаются и в потоках. На территории юго-восточного Вьетнама несущие ксенолиты вулканы представлены преимущественно базанитами или щелочными оливковыми базальтами (здесь же единичные включения лерцолитов были обнаружены и в высокотитанистых толеитах). В Таиланде и Кампучии в составе ксенолитсодержащих вулканических пород появляются недосыщенные кремнеземом более магнезиальные разновидности – океаниты, анкармиты, лимбургиты, нефелиниты. Ареалы проявления этого типа вулканизма тяготеют к консолидиро-

ванным блокам Индосинайского центрального массива. Среди ксенолитов преобладают шпинелевые лерцолиты, хотя встречаются также “черные” и “зеленые” пироксениты, в составе которых автором были обнаружены пироксениты с различными включениями. Кроме того зафиксировано несколько ксенолитов габброидов и обилие интенсивно плавленых гранитоидов.

Достаточно обширная провинция ксенолитсодержащих базальтов выделяется в пределах Восточного Китая [Mantle xenoliths, 1987; Zhi et al., 1990], где известно около 200 вулканических центров (исключая кимберлиты), в которых обнаружены нодули ультрамафитов. Основная масса включений выносится здесь щелочными породами с возрастом от эоцена до современного, которые образуют вулканические конуса, щитовые вулканы, а также отдельные покровы. Наиболее глубокие включения в кимберлитовых брекчиях залегают в трубках и различных дайках, возраст которых колеблется от кембрийского до эоценового. Выделяются [Mantle xenoliths, 1987] две щелочно-базальтовые серии вулканических пород, вмещающих ксенолиты: 1) щелочных базальтов–нефелинитов (только шпинель-перидотитовые нодули) и 2) лимбургитов-оливиновых нефелинитов (ксенолиты либо первичных гранатовых лерцолитов, либо симплектитовых гранатовых перидотитов).

Среди ксенолитов можно выделить три типа в соответствии с их минеральным составом и характером вмещающих пород [Mantle xenoliths, 1987]: 1) шпинель-лерцолитовые ксенолиты в щелочных базальтах или их туфах; 2) гранат-лерцолитовые нодули в ультращелочных нефелинитах (лимбургитах) и связанных с ними пирокластических “сварных” брекчиях; 3) ксенолиты эклогитов с разными типами перидотитовых включений в гиабиссальных трубках с брекчиями щелочных базальтов. При этом наблюдается явная зависимость между типами ксенолитов и вмещающих пород в соответствии с разными глубинами их происхождения [Mantle xenoliths, 1987].

На территории Кореи известны по меньшей мере три места с находками включений в щелочных базальтах плейстоценового возраста [Lee, 1982]. Ксенолиты здесь представлены шпинелевыми лерцолитами, дунитами и верлитами.

Хорошо изученная провинция содержащих ксенолиты базальтоидов располагается в Приморье [Щека, 1983; Вулканические пояса..., 1984; Ionov et al., 1995]. Ультраосновные включения выносятся здесь магмами, состав которых колеблется от слабощелочных толеитов до существенно К или Na недосыщенных базальтоидов

Рис.6. Схема расположения районов проявления позднекайнозойского вулканизма и связанных с ним включений ультрамафитов на Восточно-Азиатской окраине

1 – ареалы распространения позднекайнозойских вулканитов; 2 – современные вулканы; 3 – позднекайнозойские впадины, депрессии; 4 – места находок включений ультрамафитов; 5 – тектонические нарушения; 6 – границы Восточно-Азиатского грабенового пояса (по В.Г.Варнавскому и Ю.Ф.Малышеву [1986]); 7 – границы глубоководных впадин; 8 – глубоководные желоба.

Проявление ксенолитов в вулканитах: 1. Чантабури; 2. Паилин; 3. скв.№507, потоки базанитов; 4. В-2 (шлаковый конус); 5. Иль-де-Цендр (подводный вулкан); 6. о.Тху (несколько конусов); 7. В-7, плато базанитов; 8. т.н. 23, поток базанитов; 9. скв.№121 покровы базанитов; 10. т.н. 048, поток базанитов; 11. о.Хайнань; 12. п-ов Леншон; 13.Магуан-Янан; 14. Пеньябанг; 15. Килинг; 16. Сантон; 17. Лонг-Хай; 18. Мингси; 19. Зенгхи Туджиян 20. Ксилонг 21. Хуангуанг; 22. Чен Каунти; 23. Ксишшау-Шагчонг; 24. Люге; 25. Вукси; 26. Чжашан; 27. Лонгтан; 28. Ин Каунти; 29. Хуанджинкум; 30. Хеби; 31. Тумен; 32. лавовое поле Шанкси; 33. Вутан; 34. Линчу; 35. Чангле; 36. Киксиа; 37. Пенлаи; 38. Чогокчи; 39. о.Джиджу; 40. о.Ики; 41. Каратею; 42. Курозе; 43. Отсу; 44. Абу; 45. Хумада, Найямодоке; 46. Мишима; 47. Шинчу (о.Сикоку); 48. Сера; 49. Киби; 50. Тзияма; 51. Оки-Дозен; 52. Оки-Дого; 53. Итиномегата; 54. Датонг; 55. Ханнуоба; 56. Пингкуан; 57. Чангбаишан; 58. Майан; 59. Куандиан; 60. Итонг; 61. Хуинан; 62. Садусинское; 63. Ихачи; 64. Ошима-Ошима; 65. Нижне-Мулинское; 66. Вангкинг; 67. Нарвское; 68. Верхне-Раздольнинское; 69. Нижне-Мулинское; 70. Сальское; 71. Медвежье; 72. Лесозаводское; 73. Еленовское; 74. Антоновское; 75. Свяжское; 76. Вострецовское; 77. Восток-2; 78. Зевское; 79. Верхне-Бикинское; 80. Ришири; 81. Святогорское; 82. Дурминское; 83. Головинна; 84. Менделеева; 85. Атсонопури; 86. Богдана Хмельницкого; 87. Медвежье; 88. Броутона; 89. кальдеры Заварицкого; 90. Синдинское; 91. Болонское; 92. Аноуйское; 93. Креницына; 94. Пик Немо; 95. Фусса; 96. хр. Карпинского; 97. Алайд; 98. хр. Вернадского; 99. Камбальный; 100. Ильинский; 101. Желтовский; 102. Ксудач; 103. Ходутка; 104. Мутновский; 105. Большая Ипелька; 106. Авачинский; 107. р-н в. Бакенинг; 108. Жупановский; 109. Крымский; 110. Малый Семячик; 111. Большой Семячик; 112. Узон; 113. Кихпинич; 114. Крашенинникова; 115. Кривоноцкий; 116. Истоки р.Козыревки; 117. Уксичан; 118. Дол Геологов; 119. Плоские Сопки; 120. Ключевской; 121. Безымянный; 122. Зиминь сопки; 123. Удины сопки; 124. Толбачинская зона; 125. ареальная зона Плоского Толбачика; 126. Харчинский; 127. Шивелуч; 128. Теклетунуп; 129. Начикинский; 130. р.Валоваям; 131. р.Поклеваям; 132. мыс Наварин; 133. в. Пийпа; 134. о.Адак; 145. о.Нунивак.

Использованы материалы: Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (гл. редактор Л.И.Красный, 1970); [Варнавский, Малышев, 1986; Щека, 1983; Ермаков и др., 1977; Mantle xenoliths, 1987; Barr, Macdonald, 1979; Митчелл, Гарсон, 1984; Zhi, Takahashi, 1986; Вулканические пояса..., 1984; Ionov et al., 1995; Takahashi, 1986; Aoki, Shiba, 1974; Francis, 1976, 1978]

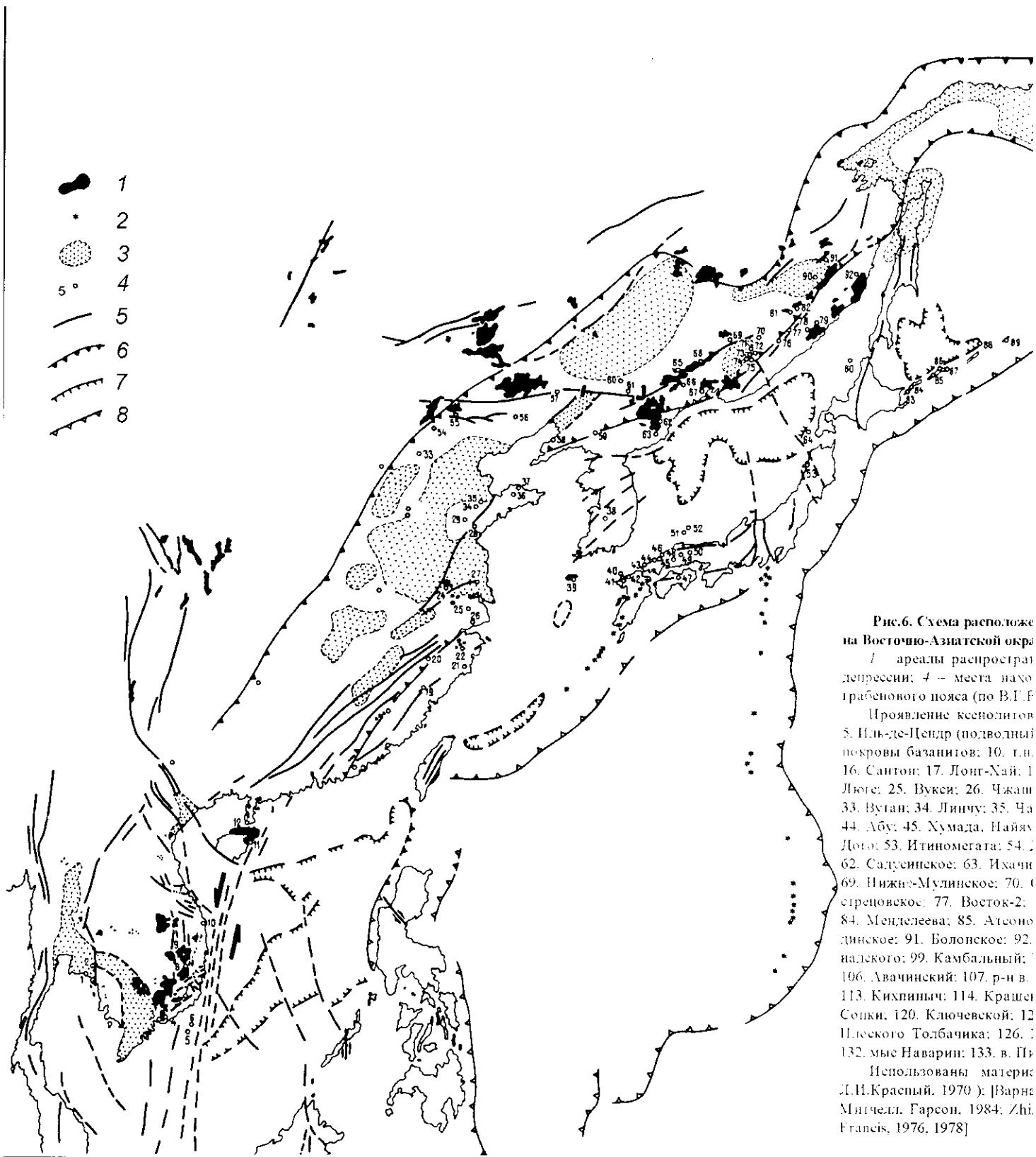


Рис.6. Схема расположе-
 на Восточно-Азиатской окра-
 / ареалы распростра-
 депрессии; 4 – места нахо-
 грабенового пояса (по В.Г.Г.
 Проявление ксенолитов
 5. Иль-де-Пендр (подводный
 покровы базанитов; 10. г.н.
 16. Сантон; 17. Лонг-Хай; 1
 Люе; 25. Вукси; 26. Чжаш
 33. Вуган; 34. Линчу; 35. Ча
 44. Абу; 45. Хумада, Найя
 Дото; 53. Итинюегата; 54. Д
 62. Садусинское; 63. Ичачи
 69. Нижне-Мулинское; 70. С
 срецовское; 77. Восток-2;
 84. Менделеева; 85. Атеоно
 динское; 91. Болонское; 92.
 надского; 99. Камбальний;
 106. Авачинский; 107. р-н в.
 113. Кихпиньч; 114. Краше
 Сопки; 120. Ключевойской; 12
 Шеского Толбачика; 126. Д
 132. мыс Наварин; 133. в. П
 Использованы матери
 Л.И.Красный, 1970); [Варне
 Митчелл, Гарсон, 1984; Zhi,
 Francis, 1976, 1978]

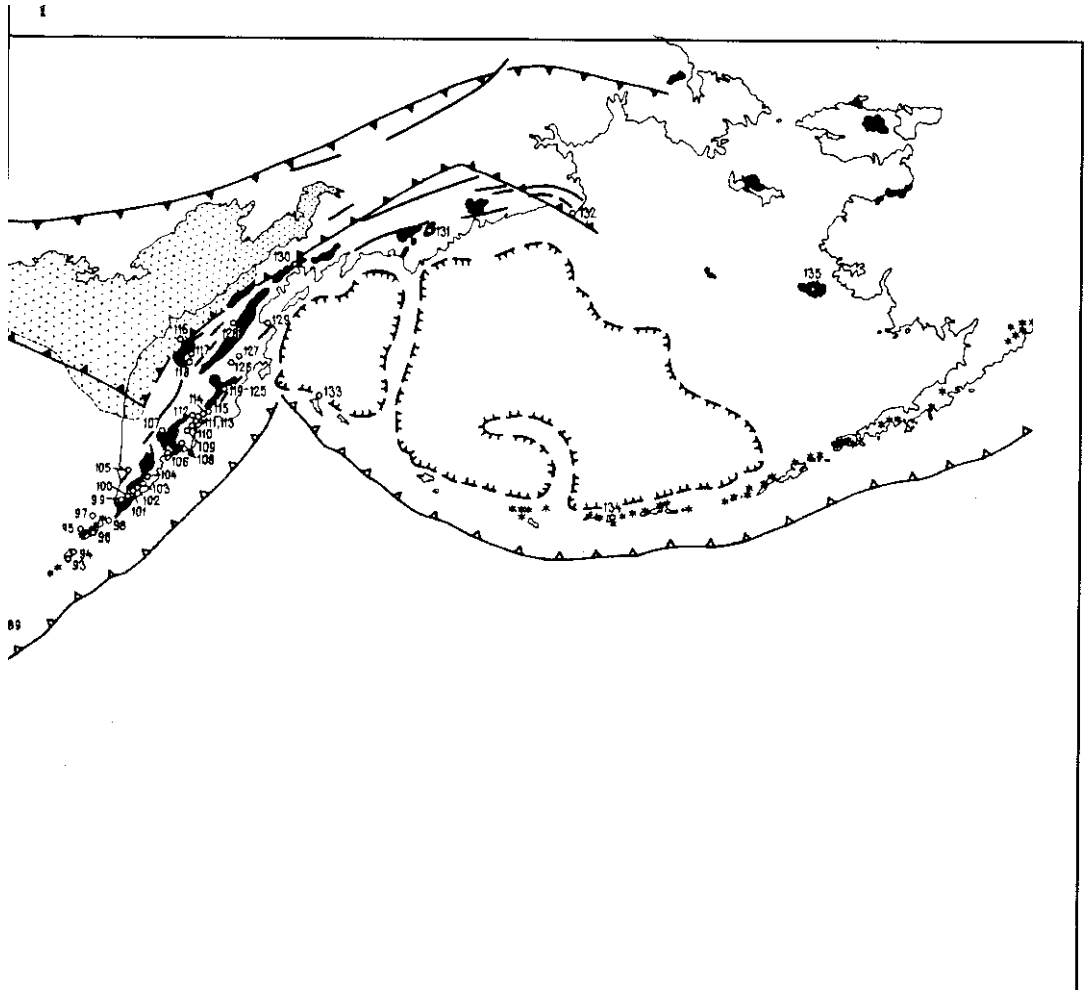
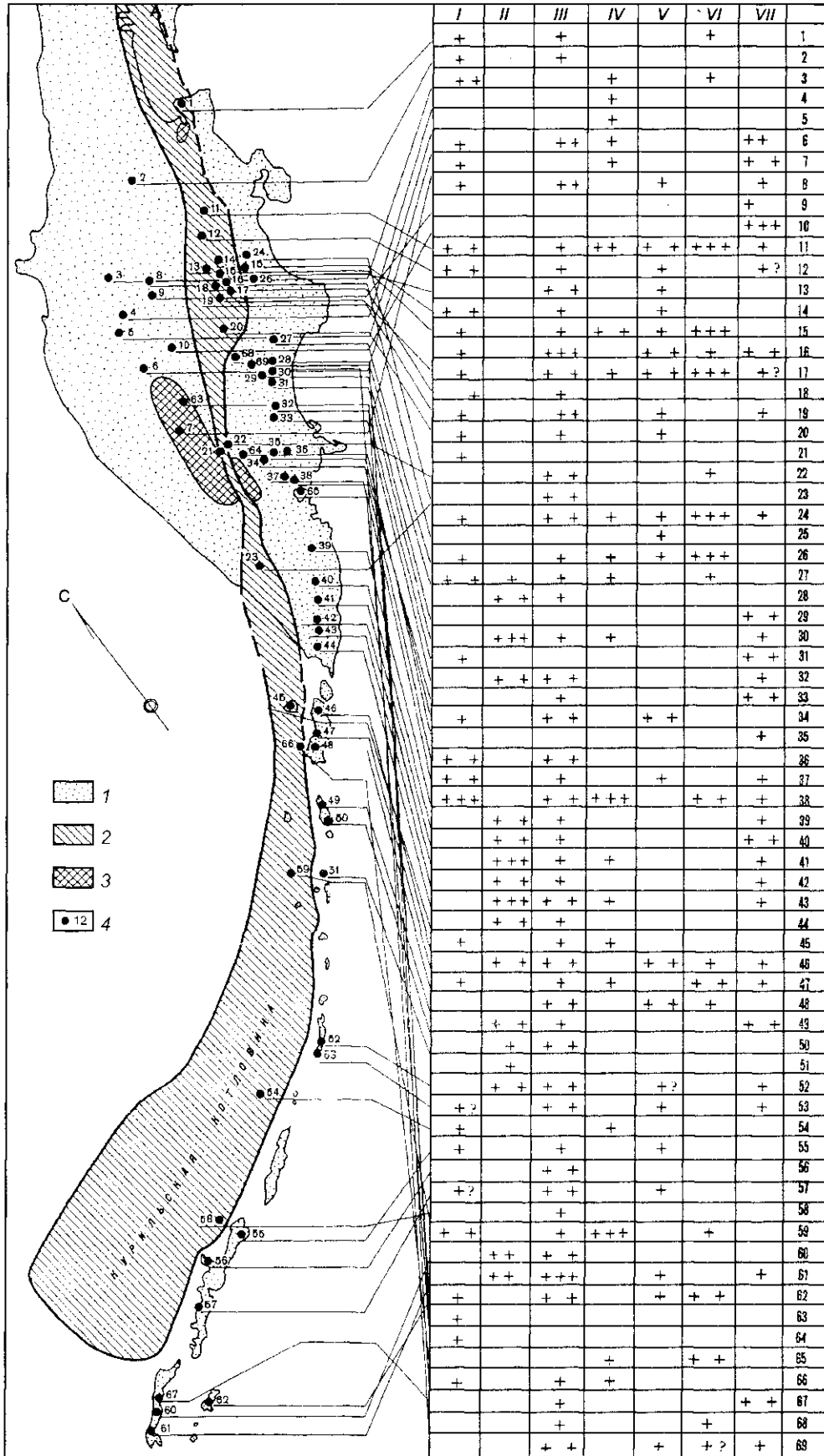


Схема распределения включений в вулканитах Курило-Камчатского региона [Ермаков и др., 1987] (рис.6, врезка)

1 – область преимущественно орогенных условий магматизма; 2 – главная система рифтовых структур; 3 – реликты срединных массивов; 4 – вулканы и другие объекты. Состав включений: I – гипербазиты, II – габбро-алливалиты, III – пироксеновые габброиды, IV – амфиболовые габбро, V – кристаллические сланцы и гранулиты, VI – амфиболовые сланцы и амфиболиты, VII – гранитоиды и гранитогнейсы. Один крестик – редкая встречаемость, два – встречается часто, три – наиболее распространенный тип включений.

Вулканы и объекты, в которых обнаружены включения: 1 – Начикинский (андезиты), 2 – Теклетунуп (андезибаазальты), 3 – Большая Кетелана (высококальциевые базальты и андезибаазальты), 4 – Кекукнайский (высококальциевые базальты, андезибаазальты), 5 – Большой (трахиандезиты), 6 – Ичинская ареальная зона (базальты, андезибаазальты), 7 – Хангар (андезиты, дациты), 8 – Дол Геологов (базальты), 9 – Уксичан, ареальная зона (базальты), 10 – истоки р.Козыревки, палеовулкан, N₂ (игнимбриты), 11 – Шивелуч (андезибаазальты), 12 – Харчинский (базальты), 13 – Плоские сопки (базальты, андезибаазальты), 14 – Ключевской (базальты), 15 – Безымянный (андезиты), 16 – Зимины сопки (андезибаазальты, андезиты), 17 – Удины сопки (андезибаазальты, андезиты), 18 – Плоский и Острый Толбачик (базальты), 19 – ареальная зона Плоского Толбачика (базальты), 20 – Николка (андезибаазальты, базальты), 21 – плато Озерная Камчатка (андезибаазальты), 22 – Пущинские горки (андезиты), 23 – Большая Ипелька (базальты, андезибаазальты), 24 – гора Острая, палеовулкан, K₂ (базальты, андезибаазальты), 25 – Шиш (андезиты), 26 – Успенский (андезиты), 27 – Кроноцкий (базальты, андезибаазальты), 28 – Крашенинникова (андезибаазальты), 29 – Узон (андезиты, дациты), 30 – Кихпинич (базальты), 31 – Большой Семячик (андезиты), 32 – Малый Семячик (базальты, андезибаазальты), 33 – Карымский (андезиты), 34 – Вершинский (андезибаазальты), 35 – Дзензур (андезибаазальты, андезиты), 36 – Жупановский (андезибаазальты, андезиты), 37 – Корякский (андезибаазальты), 38 – Авачинский (андезибаазальты, андезиты), 39 – Мутновский (базальты), 40 – Ходутка (андезиты), 41 – Ксудач (базальты, дациты), 42 – Желтовский (базальты, дациты), 43 – Ильинский (базальты, дациты), 44 – Камбальный (андезибаазальты), 45 – Алаид (базальты), 46 – хр. Вернадского (андезибаазальты, андезиты), 47 – залив, Шелехова, палеовулкан, P₃ – N₁ (андезибаазальты), 48 – хр. Карпинского: вулканы Татаринова, Ломоносова, Архангельского и др. (андезиты), 49 – Пик Немо (андезиты), 50 – Креницына (андезибаазальты, дациты), 51 – Кунтоминтар (андезиты), 52 – кальдера Заварицкого (базальты, андезиты), 53 – Мильна, Горящая сопка (андезибаазальты, андезиты), 54 – Броутона (андезиты, андезибаазальты), 55 – Медвежий, (андезиты), 56 – Богдана Хмельницкого (андезиты), 57 – Атонопури (андезибаазальты), 58 – Камуй (андезиты), 59 – Чиринкотан (андезиты), 60 – Менделеева (андезибаазальты, андезиты), 61 – Головнина (андезиты), 62 – Кайнозойские породы, о.Шикотан (базальты), 63 – плато N₂ – Q₁, пер. Кирганик (базальты), 64 – плато в р-не Бакенинга (базальты), 65 – г. Мишенная, Авачинская бухта (андезиты), 66 – Фусса (базальты, андезибаазальты), 67 – алахинская свита о.Кунашир, N₂ (андезидациты), 68 – истоки р.Белой Валагинского хребта, палеовулкан, K₂ (андезибаазальты), 69 – Унана (андезибаазальты). В скобках указан наиболее распространенный тип пород вулкана.



[Щека, 1983]. До излияния щелочных магм в миоцен-плиоценовое время произошло образование крупных плато, сложенных толеитовыми базальтами. Возникшие позднее щелочно-базальтовые существенно пирокластические постройки по времени относятся к плиоцену – нижнему антропогену. С.А.Щека [1983] подчеркивает приуроченность этих построек к краям миоцен-плиоценовых впадин, что лишней раз указывает на связь ксенолитсодержащего щелочного вулканизма с системами глубинных расколов фундамента, обусловленными общими процессами деструкции земной коры в этом регионе.

Всего на территории Приморья выделяется около 25 мест обнаружения включений в вулканитах [Щека, 1983]. Обычно это небольшие преимущественно пирокластические вулканы, шлаковые конуса, иногда трубки взрыва, дайки, экструзии. С.А.Щека [1983] отмечает исключительную приуроченность включений к жерлово-интрузивным и пирокластическим фациям. Среди ксенолитов отмечаются как породы фундамента (разнообразные габброиды и гранитоиды, кремнистые породы, песчаники, конгломераты), так и ультрамафиты. Среди последних преобладают шпинелевые лерцолиты и диоксидовые гарцбургиты (более 95%), встречаются орто-клинопироксениты, единичные образцы верлитов.

Если далее двигаться на северо-восток, вдоль континентального обрамления рассматриваемой зоны перехода между Тихим океаном и Азиатской окраиной, то после значительного перерыва ксенолитсодержащие позднекайнозойские вулканиты обнаруживаются только на территории Чукотского полуострова, относящегося к Беринговоморской провинции. Она включает также острова Нунивак, Прибылова, Св. Лаврентия и северо-западную часть Аляски. Эта провинция отличается существенно иным характером вулканизма и составом его продуктов. Здесь распространены небольшие изолированные друг от друга ареалы щелочных вулканитов, которые с несогласием залегают на более древних образованиях.

В пределах Эскимосского срединного массива известно [Апт, 1994] несколько вулканических центров проявления щелочных базальтоидов с ксенолитами ультрамафитов. Они представлены небольшими вулканами или их руинами и экструзивными куполами. В составе вулканитов преобладают ультраосновные фойдиты (до 97%), а ксенолиты встречаются только в лейцит-оливиновых меланефелинитах и гиаломеланефелинитах. Выделяются три серии базит-гипербазитовых включений: 1) магнезиальных ультрамафитов

(шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты и пироксениты, дуниты, оливиновые вебстериты), 2) железисто-магнезиальных ультрамафитов (шпинелевые вебстериты, плагиоклазовые ортопироксениты, глиммериты) и 3) габброидов. Распространенность различных типов включений оценивается следующим образом: шпинелевые лерцолиты (80–90%), мегакристы пироксенов и ильменита (10–11%), габброиды (1,6%), другие типы – менее 1%.

Один из наиболее крупных (до 70 кв. км) ареалов распространения позднекайнозойских вулканитов рассматриваемой провинции располагается в пределах мелового складчатого обрамления Эскимосского массива на мысе Наварин. Первоначально эти вулканиты рассматривались [Занюков и др., 1976] как единый вулканический комплекс позднечетвертичного возраста, с несогласием залегающий на меловых породах вулканогенно-кремнистой толщи. Более поздние работы [Колосков и др., 1992; Федоров и др., 1993а] показали, что среди этих образований можно выделить два комплекса пород: нижний, представленный базальт-андезит-дацитовой вулканической серией, и верхний, сложенный базанитами. Если породы нижнего комплекса залегают в виде единой вулканогенной толщи, то верхний комплекс образован хорошо сохранившимися небольшими конусами с единичными лавовыми потоками и останцами лавовых покровов. Базит-гипербазитовые включения (шпинелевые лерцолиты, дуниты, “зеленые” и “черные” пироксениты, единичные образцы пироксенового габбро) были обнаружены только в связи с базанитами верхнего комплекса.

2.2. ВУЛКАНИЗМ И КСЕНОЛИТЫ В ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМАХ АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЫ

Вернемся на юг и рассмотрим ту часть переходной области, которая формируется разнотипными и разновозрастными островодужными системами, отдельными островами, окраинными морями и континентальными выступами. Здесь с исключительной контрастностью и динамичностью проявляются процессы тектоники и магматизма, а вулканизм как одна из форм отражения этих процессов характеризуется большой пестротой состава продуктов. В зависимости от сложности островодужной системы и ее “энсиаличности” меняется состав вулканогенных образований: от преобладания существенно основных пород низкокальциевой толеитовой серии в простых

внутриокеанических дугах до проявления всего спектра островодужных вулканических серий в сложных островодужных структурах. Кроме того в сложных островодужных системах типа камчатской или японской проявляется особый тип вулканизма, который имеет определенные петрогеохимические черты сходства с внутриплитным, но отличается от него рядом формационных особенностей [Петрология и геохимия..., 1987; Волинец, 1993; Uchimisu, 1966; Okamura, 1987]. Многообразие продуктов вулканизма в этой части переходной области сочетается с большим различием типов базит-гипербазитовых включений.

На Филиппинах ксенолиты перидотитов известны в некоторых кайнозойских андезитах [Mantle xenoliths, 1987].

В островодужных андезитах Восточного Тайваня встречены нодулы, содержащие клинопироксен, плагиоклаз, амфибол, флогопит, хромит, магнетит и ильменит в меняющихся пропорциях [Cheng-Hong, 1986]. Щелочные оливиновые базальты и толеиты внутриплитного типа, распространенные на западном побережье острова в его континентальной части, содержат большое количество ксенолитов бесплагиоклазовых ультраосновных пород [Veichow et al., 1984].

Обширный полигон для изучения ксенолитосодержащих вулкаников и включений представляют Японские острова. При этом существенные различия отмечаются для юго-западной и северо-восточной Японии. В юго-западной Японии, где развит неостроводужный вулканизм, продукты которого по своим петрохимическим и геохимическим особенностям близки к внутриплитному вулканизму, известно [Aoki, 1987] около 13 мест, где были обнаружены базит-гипербазитовые ксенолиты в плиоцен-четвертичных щелочных оливиновых базальтах, базанитах, нефелинитах и мелилититах. Среди включений преобладают шпинелевые лерцолиты, дуниты, встречаются верлиты, плагиоклазовые и бесплагиоклазовые гарцбургиты, вебстериты (иногда с гранатом), клинопироксениты, редкие габброиды. Присутствуют также мегакристы оливина, ортопироксена, керсутита. Включения встречаются в кратерах моногенных вулканов, маарах, в дайках, а также в отдельных базальтовых потоках.

Совсем иной вид включений распространен в ассоциации с островодужными вулканиками Северо-Восточной Японии. Например, в высококальциевых толеитах и известково-щелочных андезитах вулкана Итиномегата широко распространены ксенолиты роговообманковых габбро и шпинелевых лерцолитов с роговой обманкой [Takahashi, 1986].

Встречаются также вебстериты, в которых с известной долей условности реконструируется гранат [Aoki, Shiba, 1974].

Свыше 20 мест, где обнаружены включения, известны на Курилах [Федорченко, Родионова, 1975; Петрология и геохимия..., 1987]. Наибольшим распространением пользуются габбро-алливалиты, пироксеновые и амфиболовые габброиды, а также амфиболовые сланцы и амфиболиты, ассоциирующие преимущественно с андезитами и андезибазальтами. Обширная коллекция ультраосновных включений (лерцолиты, гарцбургиты, редкие дуниты, верлиты и оливиновые пироксениты) была обнаружена [Волинец и др., 1990б] в амфиболовых андезитах вулканов Чиринкотан и Броутона, а также в оливин-пироксеновых базальтах подводного вулкана вблизи острова Броутона.

Особенно многочисленны находки ксенолитов в позднекайнозойских лавово-пирокластических отложениях, куполах, экструзиях и дайках на Камчатке. Широкое их изучение проводилось за последние 10–15 лет [Включения..., 1978; Геохимия..., 1980; Глубинные ксенолиты..., 1975; Петрология и геохимия..., 1987], хотя результаты этих исследований слабо отражены в зарубежной геологической литературе [Mantle xenoliths, 1987]. Здесь известно свыше 50 мест находок включений (см. рис. 6).

На территории Камчатки широко проявлен внутриплитный геохимический тип вулкаников. К нему относятся позднемиоцен-плиоценовые высококальциевые базальтоиды Западной Камчатки, плиоцен-четвертичные K-Na щелочно-оливин-базальтовая и K-Na базальт-комендитовая серии Срединного хребта Камчатки, а также позднемиоцен-плиоценовые K-Na щелочно-базальтовая и щелочно-оливин-базальтовая серии тыловой зоны Восточной Камчатки [Волинец и др., 1987, 1990а]. В некоторых щелочных базальтах и гавайитах известны ксенолиты шпинелевых пироксенитов и верлитов с высокотитанистыми и высокоглиноземистыми клинопироксенами, характеризующимися умеренной или повышенной натровостью. В щелочных (с модальным нефелином в основной массе) базальтах и гавайитах ареальной зоны района Дола Геологов (Срединный хребет Камчатки) обнаружены включения верлитов и пироксенитов с титанистым (до 2% TiO₂) высокоглиноземистым (до 10% Al₂O₃) и высококальциевым клинопироксеном, довольно железистым (Fo = 80–85) оливинном, высокоглиноземистой (до 60% Al₂O₃) шпинелью и спорадическим плагиоклазом. Включения ассоциируют с мегакристами клинопироксена и оливина, который содержит иногда микровключения высокоглиноземистой шпинели.

Состав минералов мегакристов сходен с таковым во включениях. Ксенолиты в ассоциации с вулканитами внутриплитного геохимического типа известны на Восточной Камчатке в районе активного вулкана Бакенинг. В фундаменте этого вулкана в останцах покровов субафировых щелочных базальтов достаточно обильны ксенолиты ультрамафитов, среди которых преобладают железистые верлиты и клинопироксеновые оливиниты, встречаются железистые гарцбургиты, "зеленые" и "черные" пироксениты [Колосков и др., 1997].

В бассейне р. Левая Жупанова (Восточная Камчатка) редкие мелкие (не более 1–1,5 см) ксенолиты "зеленых" пироксенитов и верлитов были обнаружены автором в горизонте интенсивно измененных туфов (акватуфов) базанитового состава нижней части разреза шапинской свиты позднемиоценового возраста. Эти вулканиты по своим геохимическим характеристикам сопоставляются с внутриплитными щелочными и субщелочными основными вулканитами [Волынец и др., 1990а].

В связи с субщелочными и щелочными базальтами и андезибазальтами островодужного типа на отдельных вулканах и мелких шлаковых конусах зон ареального вулканизма Западной Камчатки известны включения перидотитов (дуниты, гарцбургиты), пироксенитов, пироксеновых и амфиболовых габбро. По мере приближения к выходам пород кристаллического фундамента среди включений начинают преобладать различные метаморфические породы (гнейсы, сланцы), а также плавленные гранитоиды, гранито-гнейсы [Петрология и геохимия..., 1987]. В пределах Центральной и Восточной Камчатки можно выделить четыре достаточно обособленных ареала, которые отличаются как по характеру распространенных в их пределах четвертичных вулканитов, так и по типу ассоциирующих с ними базит-гипербазитовых включений.

1. Ключевская группа вулканов, включая Шивелуч и Харчинский. Ксенолиты обнаружены здесь как в глиноземистых, так и в магнезиальных базальтах и андезибазальтах известково-щелочного и щелочного рядов. Почти на всех вулканах, шлаковых и лавовых конусах встречаются включения ультрамафитов: дуниты, гарцбургиты, пироксениты. Преобладают пироксеновые габбро, амфиболовые сланцы, встречаются кристаллические сланцы.

Положение этого ареала в рассматриваемой зоне неоднозначно, т.к. все его вулканы располагаются в пределах Центральной Камчатской депрессии. Помимо отдельных вулканов в пределах депрессии значительные объемы вулканитов

связаны с покровными излияниями плиоцен-четвертичного возраста. Предполагается, что сама депрессия является крупной рифтогенной структурой [Ермаков и др., 1974].

2. Узон-Семячинский ареал, включая вулканы Кроноцкий и Кихпинич. Ксенолиты встречаются в базальтах и андезитах преимущественно толеитового высокоглиноземистого типа. Ультраосновные ксенолиты не характерны, встречены только на вулканах Кроноцкий и Большой Семячик. Выделяются две группы включений: а) габбро-алливалиты и пироксеновые габбро и б) гранито-гнейсы.

3. Авачинско-Бакенингский ареал, включая вулканы Жупановский и Дзензур. Ксенолитсодержащими породами являются базальты и андезиты известково-щелочного и толеитового ряда. Среди ксенолитов обычны гипербазиты (дуниты, гарцбургиты), встречаются пироксениты, кортландиты, горнблендиты, однако, преобладают пироксеновые и амфиболовые габбро, амфиболовые сланцы, присутствуют гранито-гнейсы.

4. Южно-Камчатский ареал с группой вулканических центров от Мутновского на севере до Камбального на юге. Ксенолитсодержащие вулканиты варьируют от базальтов до дацитов известково-щелочного ряда. Включения гипербазитов отсутствуют. Преобладают габбро-алливалиты, пироксеновые габбро, реже встречаются амфиболовые габбро, иногда – гранито-гнейсы.

Наиболее продуктивными в отношении содержания ксенолитов являются пирокластические образования. Так во фронтальной части региона в связи с относительно маловодными и пересыщенными глиноземом базальтами базитовый тип включений представлен безамфиболовой габбро-алливалитовой ассоциацией, а пироксениты чрезвычайно редки и встречаются иногда как слои в габброидных включениях. При переходе к тыловым зонам габбро-алливалитовая ассоциация включений сменяется амфиболовыми габброидами совместно с пироксенитами и разнообразными сланцами. Вмещающие вулканиты при этом нередко содержат амфибол, а иногда флогопит. Эта закономерность иногда нарушается в участках поперечных дислокаций, когда амфиболсодержащие вулканиты, несущие амфиболовые включения, могут появляться и во фронтальной зоне.

Наиболее магнезиальные ксенолиты представлены дунит-гарцбургитовой ассоциацией [Колосков, Хотин, 1978]. Этот тип включений в вулканитах островодужной системы нужно рассматривать скорее как экзотический. Он связан с вулканическими проявлениями активных текто-

нических областей, которые либо являются крупными поперечными зонами дислокаций (Авачинская группа вулканов в пределах Малкинско-Петропавловской зоны), либо рассматриваются как крупные рифтогенные структуры [Ермаков и др., 1974; Ермаков, 1987], возможно связанные с внутридуговым спредингом (Ключевская группа вулканов, вулканы Шивелуч, Харчинский в пределах Центрально-Камчатской депрессии) или задуговым спредингом (вулканы Чиринкотан и Брутона на Курилах). Последние расположены на борту Курильской котловины, которая тектонически сопряжена [Ермаков, 1987] с Центрально-Камчатской депрессией. Интересно, что ксенолиты такого состава встречаются на вулканах, где обычный для островных дуг глиноземистый тип базальтоидов ассоциирует со сравнительно редко встречающимся магнезиальным (вплоть до пикробазальтов, как на Авачинском вулкане). Продуктивными в отношении включений при этом являются наиболее насыщенные летучими вулканиды. Так на вулканах Шивелуч и Авачинский ксенолиты этой ассоциации приурочены к горизонтам взрывных пемзово-пирокластических отложений, а на Харчинском вулкане обнаружены в дайке щелочных амфибол-флогопитовых базальтов.

Рассматриваемая ассоциация, кроме дунитов и гарцбургитов, содержит лерцолиты, вебстериты, ортопироксениты, энстатитовые оливиниты. Для ассоциации в целом типичны форстериты и высокомагнезиальные хризолиты, энстатиты, низкоглиноземистые и низконатровые, но высокохромистые и высокомагнезиальные диопсиды, хромистая шпинель. Во многих включениях отмечается появление амфибола, а для включений из вулканов тыловых зон (вулкан Шивелуч, Западные Курилы) и флогопита [Волынец, Ананьев, 1989].

Интересно, что структурно-текстурные особенности ксенолитов этой ассоциации меняются в зависимости от размеров образца: наиболее крупные образцы гарцбургитов имеют равномернозернистую (эквигранулярную, по H. Downes [C. Diwu, 1987]) текстуру, в мелких образцах чаще отмечается вторично перекристаллизованная и порфирокластовая (за счет крупных до 5–7 мм выделений ортопироксена) текстуры. В перекристаллизованных гарцбургитах встречаются многочисленные ветвящиеся жилки вторичного ортопироксена, иногда – зеленого диопсида. Вмещающие эту ассоциацию вулканиды часто содержат мегакристы хромдиопсида, форстерита и амфибола.

Пироксениты и ассоциирующие с ними породы включений объединяются [Колосков, Хотин, 1987] в пироксенит-верлит-кортландитовую ассоциа-

цию. Амфибол может либо отсутствовать, либо при его варьирующем содержании наблюдаются все переходы от амфиболовых клинопироксенитов к кортландитам и горнблендитам. Соответственно меняются и структуры пород от равномернозернистых к граногетеробластовым, пойкилобластовым и нематобластовым. Верлиты, кортландиты и горнблендиты в виде краевых контактово-реакционных каемок иногда окружают ядра ксенолитов гарцбургитов. Флогопитовые пироксениты, вместе с рудными (титаномагнетит) пироксенитами (часто плагиоклазсодержащими) найдены в высококальциевых лавах вулкана Большая Кетепана (Срединный хребет).

В целом для ассоциации характерна повышенная железистость составляющих ее минералов, отсутствие ортопироксена, наличие магнетита.

В пределах Камчатского перешейка, а также Олюторского района Корякии выделяется зона проявлений позднекайнозойского вулканизма, которая противопоставляется Курило-Камчатской островодужной системе. Для этой зоны характерно широкое развитие покровного вулканизма в пределах грабенных и депрессий, редкое проявление отдельных вулканических центров. Хотя здесь и выделяется типичная для островных дуг известково-щелочная базальт-андезит-дацитовая ассоциация с преобладанием андезитов [Кебезинскас, 1990], но по ряду особенностей вещественного состава (появление высокотитанистых лейцитовых базанитов, обогащение высокозарядными литофильными элементами относительно крупноионных, общая обогащенность некогерентными элементами по сравнению с однотипными породами островной дуги) она значительно отличается от вулканидов Курило-Камчатской островодужной зоны. Наиболее молодые из этих образований (недислоцированный вулканический комплекс) рассматриваются рядом исследователей [Кебезинскас, 1990] как образовавшиеся в обстановке своеобразного, близкого к рифтогенному, режима активной континентальной окраины в обрамлении глубоководной Командорской котловины. Более древние, миоценовые образования (дислоцированный вулкано-обломочный комплекс) считаются при этом островодужными, хотя особых различий между этими комплексами не улавливается. Включения в вулканидах рассматриваемого участка зоны достаточно редки. Обычно они встречаются в отдельных эруптивных центрах и представлены мелкими (не более первых сантиметров) угловатыми или округлыми обломками пироксен-плагиоклазового или амфибол-пироксен-плагиоклазового состава [Кебезинскас, 1990].

Встречается достаточно много обломков мелового фундамента (габброиды, диабазы, метабазиты, кремни). В бассейне р.Пахлявая (Апукский хребет) автором был изучен один из потоков амфиболовых андезитов мощностью около 40 м и длиной около 1–1,5 км, содержащий значительное количество (до 5–10% всей массы породы) разнообразных ксенолитов размером от первых сантиметров до 10–15 см. Среди включений были выделены следующие группы: 1) горнблендиты (10–20% объема включений); 2) амфибол-плагиоклазовые разности (60–70%); 3) кортландиты и пироксениты (единичные образцы); 4) мелкозернистые меланократовые включения – амфиболиты, амфибол-эпидотовые сланцы (5–10%); 5) кристаллические сланцы (единичные образцы).

Необычный для островодужных областей тип базит-гипербазитовых включений в вулканитах был обнаружен [Колосков и др., 1988] в бассейне р.Валовая (Камчатский перешеек). Включения в большом количестве (до 20–30% объема породы) встречены в одиночном небольшом конусе лейцитовых базанитов. По своим петрохимическим особенностям базаниты сходны с проявлениями внутриплитного геохимического типа. Среди включений преобладают “черные” и “зеленые” пироксениты (до 70–80% выборки), обычны шпинелевые лерцолиты (до 25%), встречаются единичные образцы дунитов, гарцбургитов и габбро. Обнаружены мегакристы шпинели, пикроильменита, клинопироксена, оливина, полевого шпата. Одиночные ксенолиты лерцолитов, гарцбургитов и дунитов встречены в этом же месте в дайках щелочных оливиновых базальтов. Конус базанитов располагается в поле развития вулканических пород неогенового стратифицированного комплекса (аналоги березовской свиты и алнейской серии), а дайки секут разрез этого комплекса. В пределах Алеутской островной дуги находки базит-гипербазитовых ксенолитов единичны. Так, при изучении подводных вулканов в 38-м рейсе НИС “Вулканолог” [Волынец и др., 1992] на Восточных Алеутах в р-не Четырехсопочных островов в магнезиальных базальтах были обнаружены включения пироксенитов. На о.Адак ксенолиты известны в пирокластических продуктах известково-щелочного типа на вулканах Моффетт и Адагдак [Mantle xenoliths..., 1987]. Они представлены дунитами, верлитами, клинопироксенитами, горнблендитами, а также амфибол- и ортопироксеносодержащими габбро. На о.Канага ксенолиты обнаружены в дайках оливиновых базальтов. Преобладают дуниты, но присутствуют также верлиты и клинопироксениты.

Рассмотрим еще два примера обнаружения ксенолитов, но уже в несколько иной обстановке. В 29-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” при драгировании акустического фундамента в средней части подводного хребта Ширшова (Берингово море) в кайнотипных базанитах были обнаружены включения шпинелевых лерцолитов в виде мелких (до 1–2 см) овальных обломков неправильной формы [Кебезинская, 1990]. Они содержат обычный для пород этого типа четырехминеральный парагенезис, сходный с таковым для включений в вулканитах внутриплитных океанических и континентальных областей. Остается невыясненным возраст самих базанитов. А.А.Пейве и Р.М.Юркова [1985] по особенностям вещественного состава сопоставляют базальты хр.Ширшова с соответствующими типами пород Олюторского комплекса коньяк-кампанского возраста. Н.А.Богданов с соавторами [1987], напротив, считает эти образования возрастными аналогами известково-щелочных вулканитов Пахачинского хребта юга Корякского нагорья, которые имеют неогеновый возраст.

В качестве еще одного примера проявления включений ультрамафитов в вулканитах окраинных морей можно привести данные по острову Нунивак. В конусах и маарах, сложенных щелочными оливиновыми базальтами и базанитами, возраст которых меняется от третичного до современного, здесь обнаружены многочисленные ксенолиты шпинелевых лерцолитов и пироксенитов (до 75%), в том числе и с гранатом [Francis, 1976, 1978]. Около 50% ксенолитов содержат амфибол в виде мелкозернистого агрегата в зонах вторичной перекристаллизации и плавления.

Завершая обзор, можно подвести итоги.

1. География распространности базит-гипербазитовых включений в вулканитах переходной области между Тихим океаном и Азиатским материком обширна и многообразна. Ксенолиты встречаются во всех регионах этой области в различных формационных типах и фациальных проявлениях позднекайнозойского вулканизма: в лавовых и пирокластических потоках, вулканических конусах, экструзиях, неках, дайках.

2. Вкрест простираения переходной области с востока на запад состав вулканитов, несущих включения, меняется от андезитов и андезибазальтов до нефелинитов, лимбургитов и океанитов, а состав ксенолитов – от габброидов и гарцбургитов до шпинелевых лерцолитов, пироповых пироксенитов и эклогитов. По мере изменения состава вмещающих пород в сторону увеличения их основности и магнезиальности в составе ксенолитов уменьшается доля габброидного материала

и увеличивается количество ультраосновных включений. В пределах материковых регионов недосыщенные кремнеземом высокомагнезиальные ксенолитсодержащие вулканиты тяготеют к центральным и срединным массивам с мощной континентальной корой (Индокитай, Восточный Китай, Чукотка). В составе включений при этом намечается тенденция перехода к пиропсодержащим разностям.

3. В геодинамическом плане выделяются, по крайней мере, три типа проявлений вулканитов, содержащих ксенолиты: 1) окраинно-континен-

тальный рифтогенный (внутриплитный), 2) внутриплитный геохимический активной континентальной окраины и тыловых стабилизированных участков островодужных систем, 3) островодужный.

4. Присутствие базит-гипербазитовых ксенолитов является характерной особенностью позднекайнозойского вулканизма рассматриваемой переходной области, а сами включения выступают в качестве своеобразного индикатора (в дополнение ко всем имеющимся признакам) их формационной принадлежности.

Глава 3

КСЕНОЛИТЫ УЛЬТРАМАФИТОВ И ВМЕЩАЮЩИЕ ВУЛКАНИТЫ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЗОН ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ ТИХОГО ОКЕАНА К АЗИАТСКОМУ МАТЕРИКУ

В этой главе подробно рассмотрены примеры проявления базит-гипербазитовых включений (преимущественно ультрамафитов) в различных регионах переходной области. Практически все они основаны на оригинальных авторских материалах.

Однако прежде чем начать такое рассмотрение, необходимо несколько слов сказать о возможном районировании этой области.

3.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОКЕАН–КОНТИНЕНТ

Конвергентные границы литосферных плит и, в частности, рассматриваемая переходная область характеризуются сложностью геологического строения, большим разнообразием выделяемых здесь структур, интенсивностью вулканической деятельности и пестротой ее продуктов.

Подобные области рассматриваются в настоящее время не только как зоны механического столкновения крупных литосферных плит или отдельных блоков земной коры, но как арена проявления двух противоборствующих процессов: конструктивного, ведущего к наращиванию земной коры, и деструктивного, выражающегося в ее утонении, “океанизации” или “базификации” [Белюсов, 1982; Ермаков, 1987; Фролова и др., 1989].

Известно, что вулканизм является чувствительным индикатором тектонических процессов. Вопросам связи конкретных типов магматических пород с различными тектоническими режимами на примере Тихоокеанской окраины посвящена обширнейшая литература [Магматические формации..., 1980; Basaltic volcanism..., 1981; Вулканические пояса..., 1984; Богатиков и др., 1985; Петрология и геохимия..., 1987; Очерки тектонического развития..., 1987; Фролова и др., 1989 и др.]. Однако

проблема далека от своего решения по ряду причин: 1) разные концептуальной (с использованием классической парадигмы эволюции геосинклиналей, новейших представлений плитовой тектоники или некоторого симбиоза этих концепций) и методический уровни (формационный анализ, индикаторные геохимические серии) ее решения; 2) отсутствие единой модели или разработанной концепции тектоно-магматической эволюции для всей переходной области. Вопросы связи тектоники и магматизма изучаются сейчас фрагментарно для отдельных ее частей: либо только для островных дуг [Богатиков и др., 1985], либо для островных дуг и окраинных морей [Петрология и геохимия..., 1987; Фролова и др., 1989], либо для континентальной окраины [Вулканические пояса..., 1984].

Анализ материалов, приведенных в предыдущей главе, показывает, что позднекайнозойский вулканизм в пределах рассматриваемой переходной области проявился в следующих геодинамических обстановках: 1) окраинно-континентального рифтогенеза; 2) рифтинга активной континентальной окраины или консолидированных участков островодужных систем (задугового спрединга); 3) орогенеза (субдукции).

3.1.1. Окраинно-континентальный рифтогенез

Как было показано в предыдущей главе, подавляющая часть проявлений щелочных базальтоидов, содержащих базит-гипербазитовые включения, в континентальной части рассматриваемой области связана с системой окраинно-континентальных рифтов. Сюда относятся: ареалы распространения вулканитов с ксенолитами на Индокитайском полуострове, провинции ксенолит-содержащих базальтоидов Восточного Китая,

Кореи и Приморья. Сходная геодинамическая обстановка характерна для некоторых континентальных окраин проявления внутриплитного вулканизма (Восточная Австралия и Тасмания), который является индикаторным для этой геодинамической обстановки.

3.1.2. Режим рифтинга

Сравнение материалов по ксенолитсодержащим вулканитам Берингоморской провинции и остальной части Азиатской окраины показало, что характер проявления вулканизма и состав его продуктов для этих районов существенно различаются. С другой стороны, проявления неостроводужных вулканитов (внутриплитный геохимический тип) в пределах островодужных систем весьма близки к этому типу вулканизма. Близкий характер имеют и встречающиеся среди них включения ультрамафитов. Этот тип вулканизма, как правило, сопоставляется с внутриплитным [Петрология и геохимия..., 1987; Геохимическая типизация..., 1990; Волынец и др., 1990а], хотя и имеет ряд отличительных особенностей. Появление подобных пород связывается с началом рифтинга в островодужной системе [Gill, 1984]. Существуют представления, что и другие серии вулканических пород являются индикаторными в отношении обстановки раннего рифтинга в островодужной системе. Так, некоторые исследователи [Bloomer et al., 1989] считают, что появление шошонитов в тыловых частях внутриокеанических островных дуг является показателем проявившегося здесь задугового спрединга. Для плиоцен-четвертичного этапа развития Камчатского региона В.А.Ермаков [1987] выделяет десять вулканических формаций. Пять из них – с преобладанием андезитов, он считает индикаторными для орогенного (островодужного) режима, а пять – с повышенной основностью и щелочностью (в том числе и шошонитовую) – для рифтогенного режима. Конечно, вопросы интерпретации геодинамической обстановки проявления вулканизма нужно решать отдельно в каждом конкретном случае с учетом всех геологических материалов.

В настоящей работе как показатели раннего рифтинга в островодужной системе или континентальной окраине рассматриваются только те ассоциации вулканитов (внутриплитный геохимический тип), которые помимо специфических неостроводужных геологических и петрохимических признаков, несут еще неостроводужный тип включений.

Ареалы распространения вулканитов, сходных с внутриплитным типом, в пределах Камчатско-Корякской системы обычно тяготеют к участкам ранней стабилизации региона (Срединный и Ганальский массивы метаморфических пород), и тогда этот тип вулканизма синхронен с островодужным; либо проявляются в отдельных блоках подвижной системы в период их относительной стабилизации, и тогда оба типа вулканизма асинхронны с любой последовательностью образования.

Внутриплитный геохимический тип вулканизма широко распространен на обоих островах Новозеландского сегмента Тонга-Кермадек-Новозеландской островодужной системы [Intraplate volcanism..., 1989]. Так, в районе Окленда (северный остров) распространены миоценовые оливиновые нефелиниты и четвертичные щелочные базальты с нодулями, варьирующими по составу от дунитов до клино- и ортопироксенитов. Встречаются и габброидные ксенолиты [Rodgers et al., 1975]. В позднечетвертичных щелочных базальтах, базанитах и нефелинитах вулканической группы Дунедин (южный остров) обнаружены ксенолиты лерцолитов с жилами пироксенитов [Intraplate volcanism ..., 1989].

Сходный тип ксенолитсодержащих вулканитов помимо Берингоморской провинции был обнаружен в некоторых других задуговых окраинных морях, например, в котловине Лай [Jenner et al., 1987], а также на территории континентальной окраины Западной Аляски [Mantle xenoliths, 1987].

3.1.3. Субдукционный режим

Пояса проявления вулканизма собственно островодужного типа связаны с блоками или зонами повышенной тектонической активности в пределах островных дуг или активных континентальных окраин, которая отражается в характере геофизических полей, сейсмичности и строении рельефа. Как видно из предыдущего обзора (см. гл. 2), этот тип вулканизма в чистом виде проявился только в пределах Курильской и Алеутской островных дуг. В иных местах фронтальной зоны рассматриваемой переходной области: на Тайване, в Японии, на Камчатке, Корякии и Чукотке, островодужный вулканизм во времени и пространстве тесно ассоциирует с неостроводужным (внутриплитным геохимическим типом). Подобное сочетание характерно для активных континентальных окраин Северной и Южной Америки. Опираясь на эти закономерности и

учитывая другие особенности геологического строения Камчатско-Корякского региона (наличие поперечных вулканических поясов, массивов древних метаморфических пород, мощность и тип земной коры), проявления позднекайнозойского вулканизма в этом регионе необходимо связывать с обстановкой активной континентальной окраины. Эти представления разделяются и другими исследователями [Волынец, 1993]. По-видимому, сходная геодинамическая обстановка характерна и для других регионов проявления неостроводужного вулканизма в островодужных системах.

Таким образом, рассматриваемая переходная область от Тихого океана к Азиатскому материку характеризуется определенной зональностью проявления позднекайнозойского вулканизма. Здесь можно выделить:

1. Тыловую зону, где вулканическая деятельность характеризуется обстановкой окраинно-континентального рифтогенеза.

2. Промежуточную зону активной континентальной окраины и сопредельных областей проявления вулканизма внутриплитного геохимического типа (нередко совместно с островодужным).

3. Фронтальную зону активного островодужного вулканизма.

3.2. ТЫЛОВАЯ ЗОНА ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА

В качестве примера обратимся к одному из районов Индокитайского полуострова – восточному Вьетнаму. В таблице 2 суммированы материалы по характеру распространенности базит-гипербазитовых ксенолитов в этом регионе.

3.2.1. Базит-гипербазитовые включения в позднекайнозойских базальтоидах Вьетнама

В геологической литературе приводятся только самые общие сведения об особенностях состава ультраосновных ксенолитов в вулканиках Вьетнама [Barr, Macdonald, 1981; Сапожников и др., 1979; Абрамов и др., 1980]. Подробно эти образования не исследовались.

Изучение вулканитов, а также содержащихся в них включений было проведено автором во время двух рейсов НИС “Вулканолог” в 1981–1983 годах в связи с исследованием шельфа Южно-Китайского

моря, а также во время геологических экспедиционных работ на территории СРВ в 1982 и 1985 гг. [Колосков и др., 1987].

Геологическое положение

Процессы позднекайнозойской тектоно-магматической активизации привели к образованию на юго-востоке Азии вулканического пояса, отчетливо приуроченного к зоне континентального обрамления впадины Южно-Китайского моря. На территории Вьетнама вулканическая активность началась 12 млн лет назад и продолжалась непрерывно до настоящего времени [Barr, Macdonald, 1981]. Позднекайнозойские вулканы распространены здесь на площади около 23 000 кв. км (рис. 7). Выделяются покровные базальты (мощностью до 380–420 м) неоген-нижнечетвертичного возраста, состав которых закономерно меняется вверх по разрезу от пироксен-плагиоклазовых толеитов до оливиновых базальтов умеренной и повышенной щелочности.

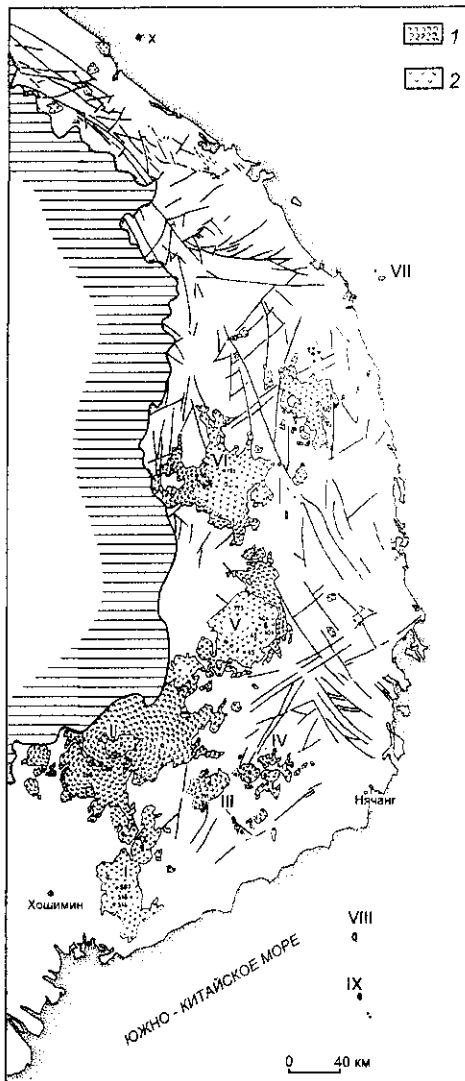
В более поздний период (до современного этапа) произошло образование многочисленных мелких вулканических конусов и небольших вулканов в связи с разломами северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания.

Они представлены щелочно-оливиновыми базальтами и долеритами. Встречаются субвулканические тела, сложенные пикритами, меймечитами, океанитами, анкарамитами. Геологическое строение одного из районов развития вулканизма этого типа представлено на рисунке 8.

В результате сопоставления геологических и петрохимических материалов по отдельным скважинам (керновый материал был любезно предоставлен вьетнамскими учеными), а также данных морских и наземных исследований с учетом полученных определений К-Аг возраста [Новиков и др., 1989] была выработана рабочая схема эволюции позднекайнозойского вулканизма рассматриваемого региона (табл. 3). Породы, вмещающие включения, имеют достаточно широкий диапазон изменения составов от высокотитанистых толеитов до щелочных оливиновых базальтов и базанитов через промежуточные разности (табл. 4, рис. 9, 10). Они характеризуются высокой титанистостью и пониженной кремнекислотностью и глиноземистостью. Четкие различия наблюдаются между содержащими ксенолиты базальтоидами покровов и вулканических конусов. Как видно на рисунке 10, первые представлены преимущественно базанитами и отличаются высокой магнизиальностью и кальциевостью при более низкой кремнекислот-

Таблица 2. Тип включений и геологическая обстановка их проявления в пределах восточного Вьетнама и на сопредельной территории

№ п. п.	Тип ксенолитов	Вмещающие породы	Возраст
1	Шпинелевые лерцолиты, габбро	Щелочные оливиновые базальты, базаниты	Четвертичный
2	Шпинелевые лерцолиты, пироксениты, граниты, мегакристы: клинопироксен, гранат, анортклаз	Щелочные оливиновые базальты	Четвертичный
3	Шпинелевые лерцолиты, габброиды	Щелочные оливиновые базальты	Четвертичный
4	Шпинелевые лерцолиты, мегакристы: клинопироксен, анортклаз	Базаниты	Четвертичный
5	Шпинелевые лерцолиты, пироксениты, мегакристы: клинопироксен, кварц	Базаниты, толеиты	Четвертичный
6	Шпинелевые лерцолиты, граниты	Щелочные оливиновые базальты	Четвертичный
7	Мегакристы: анортклаз	Щелочные оливиновые базальты	Четвертичный
8	Шпинелевые лерцолиты, пироксениты, габбро, граниты, мегакристы: клинопироксен, шпинель, оливин	Щелочные оливиновые базальты	Современный
9	Шпинелевые лерцолиты	Базаниты, гавайиты	5.64 ± 0.28 млн лет
10	Шпинелевые лерцолиты, акцессории: ширконы, гранаты, сапфиры, рубины	Базаниты, нефелиниты	2.46 ± 0.19 млн лет
11	То же, что в 10	Базаниты, нефелиниты	Четвертичный



ности и глиноземистости (см. табл.4), вторые относятся в основном к щелочным оливиновым базальтам. Интересно проследить, как эволюционируют составы вьетнамских вулканитов и как меняется при этом соотношение в них ксенолит-содержащих и лишенных включений пород. Как видно на рисунке 10, для этих вулканитов намечаются два тренда изменения составов. Один – в магниальной области – идет почти параллельно границам полей и характеризуется в основном изменением содержания кальция и щелочей. Здесь представлены почти исключительно содержащие ксенолиты базальтоиды. При этом составы наиболее магниальных и кальциевых толеитов приближаются к составам ксенолитов “черных” пироксенитов. Изменение щелочности вулканитов никак не связано с составом ксенолитов. Этот тренд, вероятно, отражает глубинную эволюцию родоначального расплава. Согласно второму тренду, фигуративные точки составов вулканитов перемещаются из поля базанитов через промежуточные разности щелочных оливиновых

Рис. 7. Схема распространения позднекайнозойских вулканических пород на территории СРВ

1–2 – базальтоиды: 1 – миоцен-нижнечетвертичного возраста, 2 – среднечетвертичного до современного. Кружки с цифрами – скважины. I–X – провинции проявления вулканизма: I – Хуан-Лок, II – Фу-Риенг, III – Бао-Лок, IV – Далаг, V – Буон-Ме-Фон, VI – Плейку, VII – Ку-Лаво-Ре, VIII – о.Тху, IX – группа островов Б. Катуйка, X – о.Хон-Жо.

Карта составлена с использованием материалов геологической службы СРВ

таблица 2 (окончание)

№ п. п.	Характер вулканизма	Название проявления	Координаты	Примечание
1	Отдельные потоки покровных базальтов	мыс Батанган	15°22' N 109° E	
2	Отдельные потоки покровов. конуса, маары	Плейку, скважина 121	13°59' N 107°59' E	
3	Разрушенный шлаковый конус	Буон-Ме-Тхот	13°16' N 108°12' E	
4	Потоки покровов, шлаковый конус	Далат	11°44' N 108°23' E	
5	Потоки покровов	Хуан-Ток, скважина 507	10°51' N 107°08' E	
6	Шлаковые конуса	о. Тху	10°33' N	
7	Шлаковые конуса	сев. оконечность о. Тху	108°55' E 10°30' N	
8	Шлаковые конуса	юж. оконечность Иль-де-Цендр	108°56' E 10°10' N 109°00' E	Сапожников и др., 1979 Абрамов и др., 1980
9	Потоки покровов	Denchai (Тайланд)	18° N 99°07' E	Barr, Macdonald, 1978, 1979
10	Потоки покровов	Райин (Кампучия)	13° N 102° E	Там же
11	Потоки покровов	Ghantuburi (Тайланд)	12°36' N 102° E	Там же

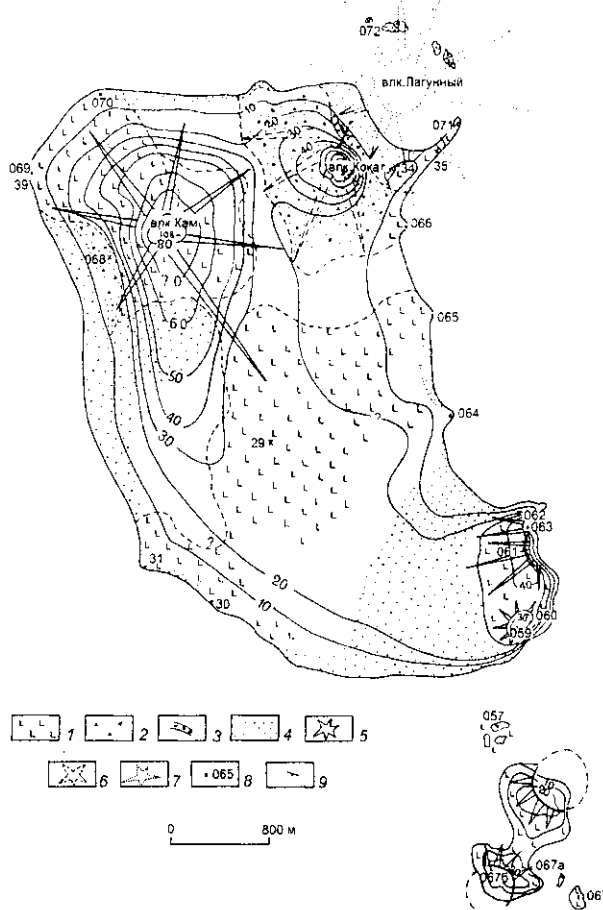


Рис. 8. Схематическая геологическая карта о. Тху

1 - лавовые потоки; 2 - пирокластические отложения; 3 - "вложенные" пирокластические отложения вулкана Лагунный; 4 - красно-бурые вулканогенно-элювиальные и коралловые пески; 5-7 - вулканические постройки; 5 - с сохранившимися фрагментами первичных форм, 6 - сильно эродированные, 7 - реконструированные; 8 - точки наблюдения; 9 - элементы залегания пород. Горизонтали проведены условно, на основании визуальных наблюдений

Таблица 3. Схема эволюции позднекайнозойского вулканизма на территории СРВ

Этапы	Возраст	Морфология	Ассоциации, районы проявления	Типы пород	Особенности проявления вулканизма
I	Q ₄ современный	Конуса высотой от 30 до 50 м.	I – щелочно-базальтовая р-н Иль-де-Цендр: о. Катунк (IX)	Пироксен-оливин-плагиоклазовые базальты	Вулканизм центрального типа (щитовые вулканы, конуса, маары)
II	Q ₂₋₃ моложе 0.6 млн лет (есть датировка 0.44 млн лет)	Конуса высотой до 50–60 м, щитовые вулканы высотой до 100–150 м	II – оливин-базальтовая-трахитовая р-ны: Хуан-Ток (I): Далат (IV); о. Тху (VIII); о-ва: Б.Катунк (IX); Ре и Бабай (VII); о. Хон-Жо (X)	Оливиновые базальты, трахандезиты, трахиты	
III	N ₂ –Q ₁ от 2.6 до 0.6 млн лет	Покровы мощностью до 180–200 м практически без коры латеритного выветривания	III – оливин-базальтовая-трахитовая р-ны: Хуан-Ток (I); Фу-Риенг (II); Буон-Ме-Тхот (IV); Плейку (VI) мысы Го-Нян, Батаган (VII); мыс Лай (X)	Базальты, оливиновые базальты, оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты, гавайиты, долериты, трахандезиты	Покровные образования (плато-базальты)
IV	P ₃ –N ₂ от 23–29 до 5 млн лет	Покровы мощностью до 220–250 м с корой латеритного выветривания ~15м	IV – оливин-базальтовая-толеитовая р-ны: Далат (IV), Бао-Ток (III)	Оливиновые базальты, оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты, толеиты	

Таблица 4. Состав базальтов Вьетнама, содержащих ультраосновные включения

№ образцов	507/6	507/31	507/29	507/32	507/19	507/13	196	23/85
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40.44	40.80	41.02	41.98	43.45	42.43	47.68	45.14
TiO ₂	3.73	2.62	3.41	3.19	2.29	2.70	2.20	1.95
Al ₂ O ₃	14.90	12.13	12.15	12.29	13.12	13.71	15.17	14.94
Fe ₂ O ₃	8.61	3.84	6.07	6.07	4.80	4.99	2.67	7.39
FeO	6.14	10.68	6.42	7.45	6.08	7.69	9.77	5.24
MnO	0.17	0.26	0.13	0.16	0.63	0.19	0.11	0.13
MgO	7.92	12.04	10.72	10.74	8.94	9.83	6.35	6.68
CaO	9.29	9.70	10.10	9.80	9.51	9.73	7.81	7.86
Na ₂ O	1.26	3.17	1.80	2.55	2.95	2.94	4.60	4.12
K ₂ O	0.62	0.72	1.58	1.68	2.75	2.35	2.93	3.43
H ₂ O ⁻	1.64	1.43	2.12	1.12	0.71	1.22	н.о.	0.54
H ₂ O ⁺	4.16	1.94	3.68	–	1.48	1.04	н.о.	1.50
P ₂ O ₅	0.60	0.53	0.48	0.46	1.06	0.95	0.40	0.87
Сумма	99.78	99.86	99.68	99.51*	99.57	99.77	99.69	99.79
Cr	259	313	–	324	231	222	256	253
Ni	295	296	275	293	228	200	86	153
Rb	22	85	90	107	109	90	42	56
Sr	774	903	735	689	872	812	465	923
Y	20	32	27	26	23	25	23	19
Hf	9.0	7.4	–	7.5	9.6	8.2	5.3	6.1
Zr	249	210	326	243	321	307	186	225
Nb	65	69	–	67	76	69	43	65
Ba	740	899	812	831	550	557	334	549
La	66.1	57.6	51	60.5	67.2	58.5	39.3	58.2
Yb	2.3	1.7	–	1.7	2.1	2.2	1.9	1.5
Th	8.4	7.6	–	7.2	1.98.1	7.1	5.8	8.0
U	1.2	1.8	–	1.5	1.9	1.8	3.1	1.8

Примечание. Здесь и далее в таблицах вещественного состава макрокомпоненты даны в мас. %, микрокомпоненты – г/г; химические анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитики Л.А. Карташова, Т.В. Долгова. Микроэлементы определены методом нейтронной активации в Университете Ю. Флорида, США под руководством М. Дефанга.

* – еще п.п.п. = 3.29. Прочерк – компонент не анализировался, н.о. – не обнаружен

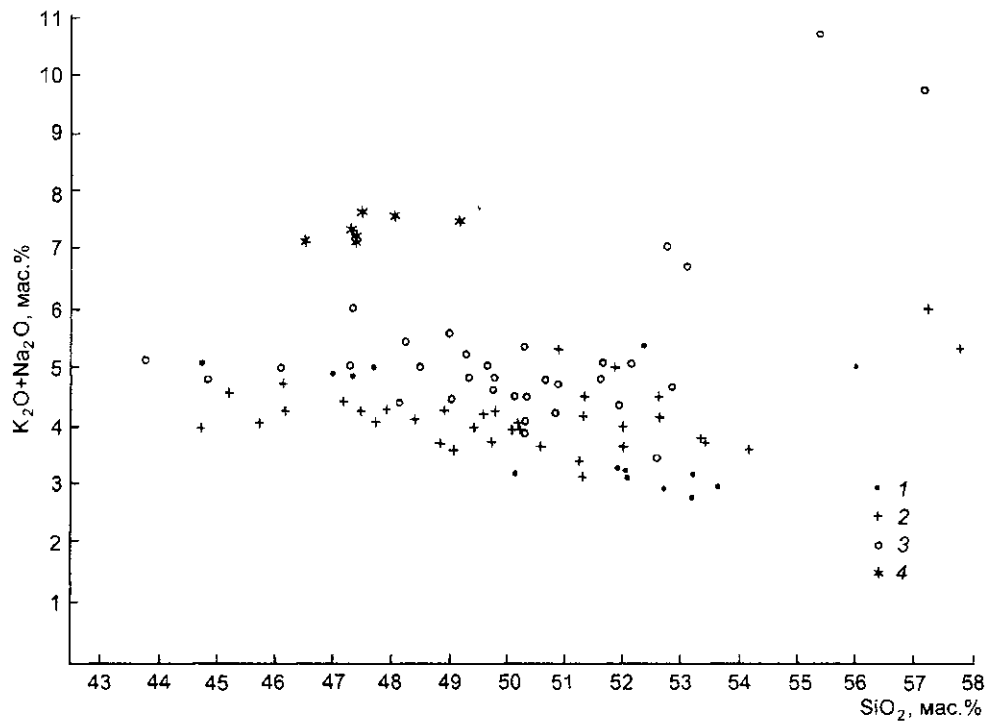


Рис. 9. Диаграмма $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ для различных пород Вьетнама

Ассоциации пород: 1 – оливин-базальтовая – толеитовая; 2 – оливин-базальтовая – трахиандезитовая; 3 – трахибазальтовая – трахитовая; 4 – щелочно-базальтовая

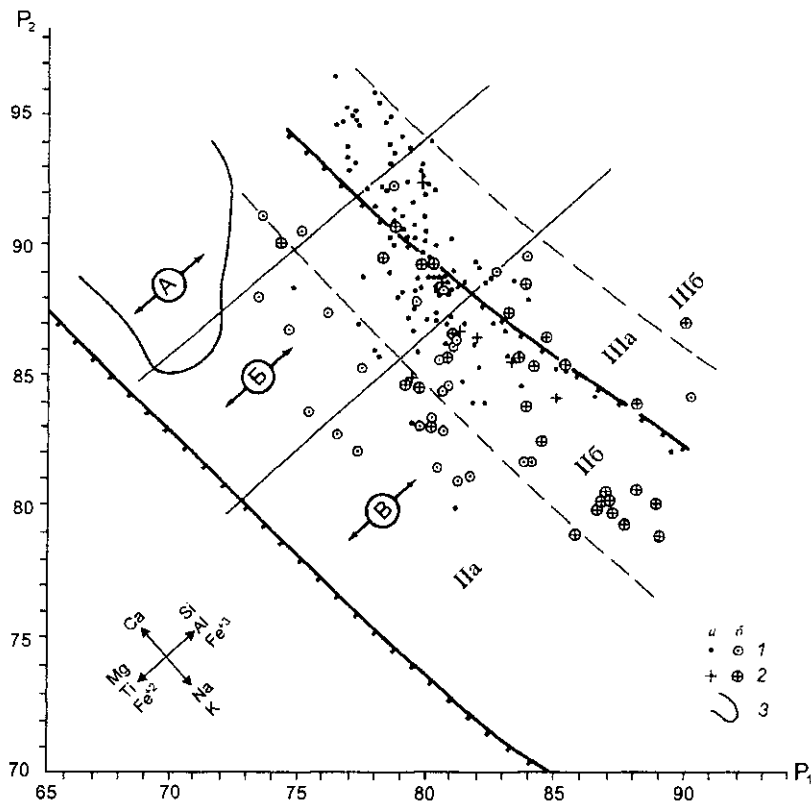


Рис. 10. Диаграмма $P_1 - P_2$ для различных пород Вьетнама

1, 2 – составы вулканидов из покровов (1) и вулканических конусов (2); а – не несущие ксенолитов, б – ксенолитсодержащие; 3 – поле составов “черных” пироксенитов. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

базальтов и гавайитов в область умереннотитанистых толеитов. При этом, уже в промежуточных разностях ксенолитсодержащие вулканиты составляют меньшую часть выборки, а при переходе к толеитам исчезают совсем. Как будет показано в дальнейшем, при переходе к этим промежуточным разностям вулканитов заметно меняется состав ксенолитов. Этот тренд, вероятно, характеризует эволюцию состава расплавов, связанную с уменьшением их глубинности. Можно отметить еще некоторое рассеивание точек пород, содержащих ксенолиты в правом верхнем углу диаграммы. Сюда прежде всего попадают точки пород щелочно-базальтовой серии исторических извержений района Иль-де-Цендр (см. табл.3, 4). Эти породы характеризуются также аномально высокой глиноземистостью и пониженной кремнекислотностью, кальциевостью и магнизиальностью. Кроме того в этом поле рассеивания точек располагаются составы некоторых аномально обогащенных кремнеземом щелочных базальтов, андезибазальтов, а также трахиандезитов и трахитов. Так как некоторые из этих вулканитов содержат многочисленные ксенолиты интенсивно переработанного кварц-полевошпатового материала или гранитоидов, эти отклонения можно связать с процессом гибридизма и контаминации базальтовых расплавов коровым материалом.

По уровню концентрации редких элементов базальты Вьетнама сходны с внутриплитными образованиями (см. табл.4).

Характер распространения включений

Полнокристаллические включения встречаются во всех вулканических провинциях Вьетнама (см. табл.2) и практически во всех вулканических проявлениях: в щитовых вулканах, в шлаковых и лавово-шлаковых конусах, маарах и отдельных лавовых потоках. Однако распространенность ксенолитов крайне неравномерная. Наибольшее количество и наибольшее разнообразие ксенолитного материала было получено при изучении современного подводного вулкана Иль-де-Цендр. При драгировании его прикратерной зоны были подняты образцы включений размером до 40–50 см. Причем драга содержала до 80–90% ксенолитного материала. Обычно включения мелкие, со средним размером в случае их нахождения в пирокластическом материале 1–3 см, а в лавовых потоках – несколько миллиметров (хотя и здесь встречаются одиночные экземпляры размером до 2–3 см). Мелкие включения характеризуются округлой, близкой к изометричной формой. По

мере возрастания размеров включений формы их все более индивидуализируются. Например, на вулкане Иль-де-Цендр была найдена своеобразная брекчия, содержащая 30–40% материала включений, большая часть которых залегает в виде пластинок размером 1,5–2,0 × 0,3–0,5 × 0,3–0,5 см. Крупные включения здесь имеют угловатую форму, иногда с хорошо выраженной брусчатой отдельностью размером до 20–30 × 8–10 × 3–5 см, характерной для интрузивных гипербазитов.

Наиболее четко выделяются четыре группы включений: 1) лерцолиты, дуниты, гарцбургиты и тесно связанные с ними “серо-зеленые” верлиты и пироксениты (вместе с гранатсодержащими разностями); 2) “черные” пироксениты; 3) габброиды; 4) гранитоиды и связанные с ними интенсивно перекристаллизованные, плавленые кварц-полевошпатовые образования.

В целом резко преобладает первая группа, на долю которой приходится от 90 до 100%. Основная роль в ней принадлежит шпинелевым лерцолитам. В крупных обломках – это грубозернистая (размер зерен доходит до 4–5 мм) слабо сцементированная (рыхлая) порода обычно с четырехминеральным парагенезисом: около 60–80% оливина, от единичных зерен до 5–7% (редко 15–20%) шпинели, от 3–5 до 10% клинопироксена и примерно столько же ортопироксена. В мелких включениях уменьшается доля клинопироксена и шпинели и мы имеем оливин-ортопироксеновую или, практически, мономинеральную мелкозернистую оливиновую породу. В пирокластических продуктах вулкана Иль-де-Цендр были найдены образцы мелкозернистых (“плавленных”) гарцбургитов, содержащих около 80% оливина, 10–15% ортопироксена, около 5% шпинели и единичные зерна зеленого клинопироксена. Здесь было встречено также несколько ксенолитов флогопитсодержащих гарцбургитов и лерцолитов. В одном из образцов гарцбургита содержание крупных (до 2–3 мм) пластинок флогопита доходит до 7–10%. Распространен он сравнительно равномерно по всей массе породы. В некоторых ксенолитах лерцолитов флогопит отмечается в виде тонких прожилков (мощностью не более 1 мм), пересекающих породу в различных направлениях.

С лерцолитами ассоциируют зеленовато-серые пироксениты. Наиболее обильны и разнообразны они на вулкане Иль-де-Цендр. Они содержат от 60 до 80% клинопироксена, от 3–5 до 10–20% ортопироксена, от 10 до 20% шпинели и от 0 до 10% оливина, иногда присутствует до 5% граната в келифитовой оболочке. Пироксениты нередко порфириовидные, т.к. размер отдельных зерен

клинопироксена доходит иногда до 1 см, а шпинели до 3–4 мм. Зерна оливина и ортопироксена мелкие – доли миллиметра, скопления зерен граната иногда достигают нескольких миллиметров. В некоторых образцах наблюдались пятнистые, иногда линзовидные (размером в несколько сантиметров) обособления лерцолитового (с присущими этим разностям соотношениями и размером минералов) или клинопироксен-оливинитового состава. Переход между этими разностями пород обычно резкий. В одном случае удалось наблюдать переходную зону шириной 0,7–0,8 см, характеризующуюся ярко-зеленой окраской за счет повышенного содержания хромдиоксида. Состав этой зоны: клинопироксен до 40%; ортопироксен 10–15%; шпинель – 10–15%; оливин – не более 30%. В пироксените (вебстерите) содержание клинопироксена доходит до 60%, ортопироксена –

до 20%. количество шпинели не меняется, а оливина уменьшается до 10%. К этой же группе отнесены мелкозернистые клинопироксениты, встреченные в ядрах (размером в первые миллиметры) некоторых зональных включений из покровных базальтов (провинция Суан-Лок, скважина № 507 и провинция Плейку, скважина № 121).

Особняком располагается группа включений так называемых “черных” пироксенитов. Практически они были встречены только на вулкане Иль-де-Цендр, обычно в виде угловатых обломков размером до 7–8 см. Некоторые обломки несут тонкие примазки базальтового шлаковидного материала. Кроме того было найдено несколько образцов лерцолитов, рассеченных прожилками и жилами “черных” пироксенитов от первых миллиметров до 2–2,5 см (рис. 11. 1, 2). Встречаются также обломки лерцолитов с корками “черных” пиро-

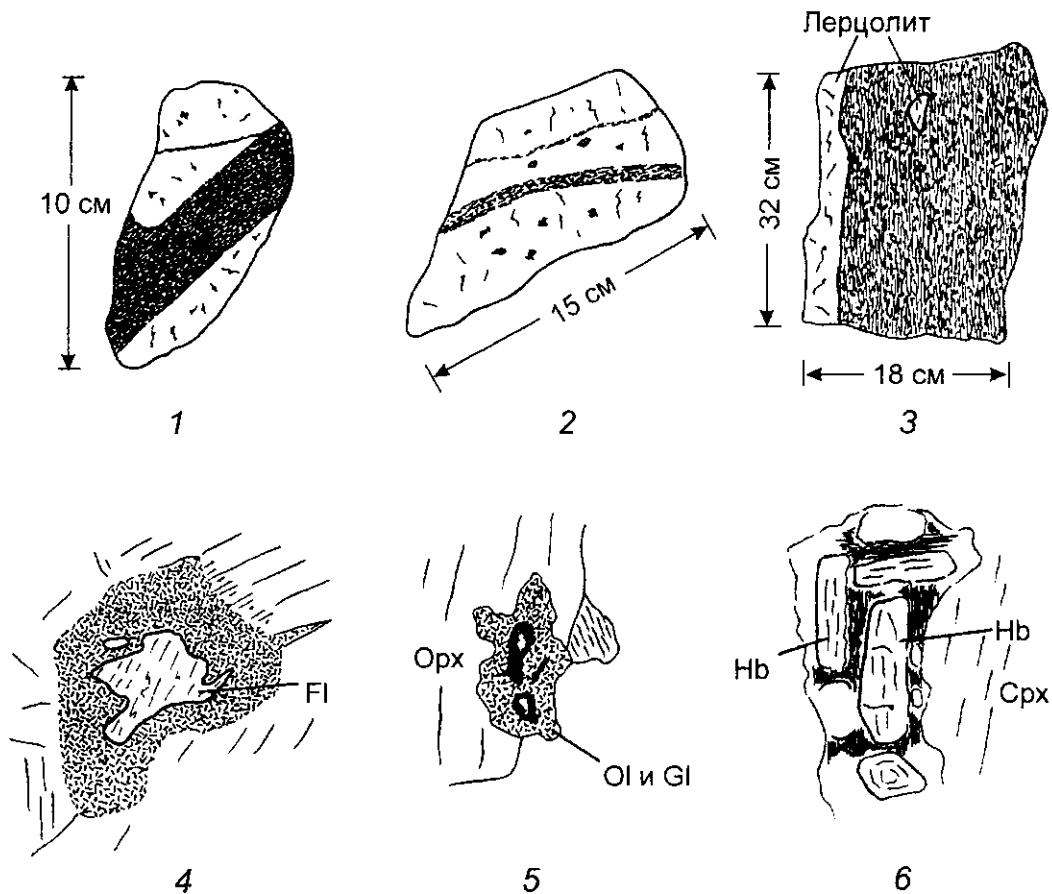


Рис. 11. Некоторые петрографические и минералогические особенности ксенолитов ультрамафитов Вьетнама

1, 2 – жилы “черных” пироксенитов в лерцолитах: 1 – обр.37, 2 – обр.101/1; 3 – характер взаимоотношений между лерцолитами и “черным” пироксенитом (виден реликтовый участок лерцолита в пироксените), обр.11/5; 4 – кристалл флогопита в “черном” пироксените, окруженный зоной перекристаллизации и плавления (мелкозернистый клинопироксен, титаномагнетит, стекло), обр.9/3; 5 – “инконгруэнтное” плавление ортопироксена в гарцбургите (мелкозернистый агрегат оливина, стекло, чешуйки флогопита), обр.40/8; 6 – участок амфиболитизации в “черном” пироксените

ксенитов, ширина которых доходит до 3–3,5 см. Граница с лерцолитами всегда четкая, резкая, без видимых приконтактных изменений. Внутри некоторых жил пироксенитов встречаются мелкие (несколько миллиметров) реликты перекристаллизованного материала лерцолитового ксенолита (рис. 11. 3). Этот материал состоит из оливин-ортопироксенового агрегата с каемкой (несколько сот микрон) существенно ортопироксенового состава. Рассматриваемая группа включений в целом характеризуется мелкозернистым строением (микрпироксениты) и повышенной пористостью. Встречается, однако, довольно много неравномернозернистых образцов с кумулятивными структурами, когда на фоне мелкозернистой массы отмечаются участки с более крупными зернами (до 5–7 мм). Чем больше включение, тем больше в нем пор, больше их размеры (иногда до 2–3 мм при содержании до 30%) и чаще проявлены кумулятивные структуры. “Черные” пироксениты на 95–100% сложены клинопироксеном. Кроме того они содержат небольшое количество глиноземистой шпинели. В участках вторичного плавления появляются отдельные зерна, а иногда и целые мелкозернистые агрегаты оливина и ортопироксена, реже кристаллы амфибола (рис. 11. 6). В одном образце в зонах плавления был обнаружен флогопит (рис. 11. 4). В стекле в виде единичных новообразованных коробчатых кристаллов и дендритов отмечаются оливин, микролиты клинопироксена, а иногда и пижонит.

Достаточно изолирована группа габброидных включений. Обычно они встречаются в виде единичных образцов размером от 0,5–0,7 до 15–20 см утолщенной формы с округлыми ребрами и углами. Иногда отмечается плитчатая или брусчатая (до 17×6×5 см) отдельность. Характерно пятнистое или грубополосчатое расположение темноцветных минералов, содержание которых колеблется от 20–30 до 50–80%. Обычно это клинопироксен, иногда ортопироксен, встречаются амфиболизированные разности. Часто отмечаются следы вторичного плавления в виде щелевидных полостей шириной от долей до первых миллиметров и длиной до 2–2,5 см с участками черного стекла.

Гранитоиды – сравнительно малочисленная, но постоянно встречающаяся группа включений. Наиболее крупные (до 10–15 см) и наименее измененные образцы гранитов были встречены на вулкане Иль-де-Цендр, а также на одном из мелких шлаковых конусов на севере о.Тху. Обычно это мелкие (первые сантиметры) интенсивно перекристаллизованные и переплавленные существенно кварц-полевошпатовые образования.

Включения чаще округлые, но иногда встречаются с плитчатой или брусчатой отдельностью размером до 14×10×5 см. Представлены они среднекрупнозернистым кварц-полевошпатовым базисом (до 90% породы), в котором беспорядочно разбросаны биотит-амфиболовые (иногда с реликтами пироксена) скопления. Характерно наличие многочисленных зон (шириной до 2 мм и длиной до 3–4 см) вторичного плавления. Иногда встречаются гнейсовые разности, в которых темноцветные минералы вытянуты в виде линзочек и прерывистых полос шириной от первых миллиметров до 0,5–0,8 см.

Помимо включений базальтоиды Вьетнама содержат многочисленные мегакристы анортоклаза (до 10–12 см), титан-авгита (до 2–3 см), плагиоклаза (первые сантиметры), оливина, шпинели и граната (первые миллиметры). Кроме того есть сведения [Barr, Macdonald, 1981] о присутствии микровключений циркона и корунда.

Типизация пород включений по вещественному составу

Среди ультраосновных ксенолитов по валовому химическому составу можно выделить группы: обедненную и обогащенную легкоплавкими компонентами (табл. 5). Первая представлена в основном дунитами и гарцбургитами, вторая – собственно лерцолитами (за исключением одного слюдистого гарцбургита) с непосредственными переходами к “зеленым” клинопироксенитам, вебстеритам, оливиновым вебстеритам, некоторые разности которых содержат единичные зерна пиропла. Как видно из таблиц 5 и 6, возрастание содержания в породах глинозема при переходе от одной группы ультраосновных ксенолитов к другой и далее – к “зеленым” пироксенитам сопровождается увеличением концентраций титана, кальция, фосфора и уменьшением магния. При этом возрастает железистость пород, особенно в пироксенитах. Содержание Na_2O заметно увеличивается во второй группе и особенно возрастает в пироксенитах, а K_2O – в некоторых слюдистых гарцбургитах (обр. 40/8). По редкоэлементному составу обогащенная и обедненная группы не различаются (возможно, эти различия будут видны при большом количестве анализов). Только пироксениты характеризуются меньшими содержаниями Ni и большими Sr.

В группе “черных” пироксенитов также наблюдаются широкие вариации составов, так что и здесь можно наметить тенденцию к увеличению или уменьшению содержания легкоплавких компо-

Таблица 5. Состав ультраосновных включений Вьетнама дунит-лерцолитового ряда

№ образца	38	101	100/6a	101/3a	104/1	В-10-К	37a	103/1	33a-1	33a	40/8
	Обедненная легкоплавкими компонентами					Обогащенная легкоплавкими компонентами					
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	42.78	44.4	44.49	43.48	44.33	42.64	45.79	43.58	45.56	44.2	51.16
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.54	0.2	0.27	0.26	0.31
Al ₂ O ₃	0.76	1.09	1.13	1.29	1.49	2.06	2.52	3.22	4.21	4.43	3.68
Fe ₂ O ₃	н.о.	0.77	1.75	1.28	0.63	1.43	0.71	0.83	1.22	1.41	2.79
FeO	8.05	6.61	7.88	10.25	7.98	8.15	7.95	8.67	7.26	7.34	5.17
MnO	0.3	0.25	0.14	0.16	0.18	0.25	0.12	0.28	0.08	0.1	0.18
MgO	46.77	45.45	41.85	40.87	42.41	43.42	38.36	37.87	37.01	37.9	34.64
CaO	0.93	0.61	1.83	1.78	1.73	1.38	2.15	2.8	3.13	3.2	н.о.
Na ₂ O	0.13	0.22	0.09	0.24	0.15	0.13	0.43	0.81	0.36	0.36	0.2
K ₂ O	0.24	0.24	0.08	0.16	0.16	н.о.	н.о.	0.36	0.08	0.08	1.07
H ₂ O	н.о.	0.18	0.2	0.28	0.3	0.33	н.о.	0.32	0.12	0.1	н.о.
H ₂ O*	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.2	0.2	0.49	0.14	0.14	0.48
P ₂ O ₅	0.04	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	сл.	0.06	0.07	0.11
Сумма	100.05	99.87	99.44	99.79	99.41	100.04	99.36	99.43	99.5	99.59	99.79
F	8.8	7.5	10	13	9.8	10	11	12	11	11	9.4
Cr	–	–	–	–	–	–	–	2237	–	–	–
Ni	–	2400	–	–	–	2300	2200	2310	–	–	–
Sr	–	9	–	–	–	–	26	9	–	–	–
Y	2.7	2.7	–	–	–	3.3	5.4	3.4	–	–	–
Zr	17	15	–	–	–	15	23	15	–	–	–
Nb	11	11	–	–	–	11	–	–	–	–	–
Ba	23	25	–	–	–	23	27	19	–	–	–

Примечание. В обр. 37a еще: п. п. п. = 0.49; CO₂ = 0.2. Химические анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитики Т.В.Долгова, Н.Р.Гусакова, Г.В.Леп, Н.В.Соловьева. Микроэлементы определены методом атомно-эмиссионной спектроскопии в ГЕОХИ РАН, аналитики С.М.Черногорова, А.Н.Коровина. F = Fe/FeO+MgO, мол. %

нентов (см. табл.6). Возрастание глиноземистости сопровождается увеличением концентраций титана, суммарного железа и уменьшением – магния и кремнезема. Интересно, что содержание кальция, щелочей и фосфора при этом не меняется. В отношении редких элементов – по мере возрастания глиноземистости “черные” пироксениты обедняются Cr, Ni и Sr. Для других элементов ввиду малого количества анализов картина не ясная.

В группе мафических-салических ксенолитов мы имеем весь ряд перехода от габбро до гранитов (табл.7). Однако все эти различия вряд ли составляют единую серию и связаны с одними и теми же процессами эволюции. Некоторые габбро-нориты (обр.38/7a и 33/3) по составу и характеру парагенезисов минералов близки к долеритам и микрогабброидам, встречающимся в виде силлов среди покровных толеитов. Группа включений диорит-гранодиорит-гранитного ряда, скорее всего, представляет собой ксенолиты пород кристаллического фундамента. По мере возрастания степени перекристаллизации и плавления включений наблюдаются непосредственные переходы от пород этой группы к полевошпат-кварцевым стяжениям и обособлениям. При этом из ксенолитов выносятся: K, Fe, Mg, Ti, Rb, Y, Hf, Zr, Nb, Ba, La, Yb, Th и U, но они обогащаются: Al, Na, Sr.

Особенности минерального состава ксенолитов

Рассмотрим сначала в целом картину изменения железистости минералов в различных группах ксенолитов (табл.8). Как и следовало ожидать, наибольшей магнезиальностью почти всех минералов (за исключением шпинели) характеризуется группа включений дунит-лерцолитового ряда, обедненная легкоплавкими компонентами. При этом наиболее магнезиальны клинопироксены (в этой группе они характеризуются также низкой натровостью и глиноземистостью), затем – ортопироксены и оливины. Видимо, это является показателем того, что минералы в этой группе включений далеки от равновесного состояния. Шпинели в обеих группах гипербазитовых включений по железистости практически не отличаются (но в группе обедненных ксенолитов имеют пониженную глиноземистость и повышенную хромистость). Для первой группы ксенолитов отсутствует какая-либо зависимость между железистостью минералов и составом несущих ксенолитов вулканитов. Хотя все минералы этой группы включений в той или иной степени перекристаллизованы и этим определяется их высокая магнезиальность, в участках вторичного плавления на контакте со стеклом они отличаются более высокой железистостью, независимо от того, фиксируется ли это щелочное

Таблица 6. Состав включений пироксенитов Вьетнама

№ образца	40/6	38-2а	103/5	37в	37б	33б
Название породы	"Зеленые" пироксениты			"Черные" пироксениты		
№ п.п.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50.8	45.8	44.38	50.4	50.18	49.58
TiO ₂	н.о.	0.3	0.2	0.86	0.8	0.93
Al ₂ O ₃	4.3	12.28	15.23	5.31	6.08	6.57
Fe ₂ O ₃	0.86	1.63	0.98	1.28	1.6	7.2
FeO	6.18	4.82	5.49	7.06	7.27	2.88
MnO	0.18	0.18	0.17	0.21	0.1	0.13
MgO	22.1	18.87	16.23	18.32	17.28	16.7
CaO	14.45	14.1	15.55	14.51	15	13.69
Na ₂ O	0.4	1.08	0.85	1.1	1.21	1.14
K ₂ O	0.24	0.24	0.24	0.36	0.24	0.2
H ₂ O ⁻	н.о.	0.2	н.о.	0.16	н.о.	0.12
H ₂ O ⁺	н.о.	н.о.	0.26	н.о.	н.о.	0.33
P ₂ O ₅	0.44	0.23	0.11	0.08	0.34	0.07
Сумма	99.95	99.73	99.69	99.65	100.1	99.54
F	14	14.2	17	19	20	17
Cr	2359	900	980	1668	1706	-
Ni	577	760	415	-	469	-
Rb	-	-	-	-	-	-
Sr	28	62	42	-	78	-
Y	3.6	4.6	7.4	-	15	-
Hf	-	-	-	-	-	-
Zr	13	22	14	-	52	-
Nb	11	-	11	-	-	-
Ba	11	<10	32	-	32	-
La	-	-	-	-	2.68	-
Yb	1.4	1.5	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-

Примечание. Химические анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитики Т.Г.Осетрова, Т.В.Долгова, Н.В.Соловьева, Г.В.Лец, Г.Ф.Новоселцкая. Микроэлементы определены методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индукционной плазмой, а также атомно-абсорбционной спектрометрии пламени в ИЛС РАН, аналитики Н.И.Гулько, Л.Б.Ефремова

Таблица 7. Состав габбро, гранодиоритов и гранитов ксенолитов и пород фундамента Вьетнама

№ образца	38/7а	8/2	33/3	40/11	072	049/1а
Образование	Ксенолиты					
Название породы	Габбро			Диориты-гранодиориты-граниты		
№ п.п.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46.44	44.4	48.32	57.06	63.96	65.06
TiO ₂	0.52	1.78	0.86	1.29	0.52	0.5
Al ₂ O ₃	24.55	22.81	18.35	20.32	17.39	14.91
Fe ₂ O ₃	н.о.	1.31	2.64	0.32	1.25	1.18
FeO	12.07	12.5	3.63	8.91	2.67	1.64
MnO	0.59	0.22	0.13	0.05	0.05	0.04
MgO	5.4	6.08	5.33	4.7	2.16	4.56
CaO	7.5	8.47	16.58	3.22	4.79	1.34
Na ₂ O	2.44	1.92	3.41	1.51	3.95	3.7
K ₂ O	н.о.	0.24	0.58	0.24	2.55	4.8
H ₂ O ⁻	н.о.	н.о.	н.о.	0.12	0.06	1.29
H ₂ O ⁺	0.2	н.о.	0.25	0.06	0.62	1.05
P ₂ O ₅	0.12	0.18	0.13	0.05	0.22	0.15
Сумма	99.83	99.91	100.2	99.89	100.19	100.22
Cr	-	-	316	-	47	-
Ni	88	-	-	-	25	-
Rb	-	-	-	-	79	-
Sr	499	-	-	-	656	-
Y	81	-	-	-	15	-
Hf	-	-	1	-	<1	2.5
Zr	86	-	-	-	113	-
Nb	-	-	-	-	11	-
Ba	55	-	135	-	432	-
La	8	-	-	-	8	30.2
Yb	-	-	2.1	-	1.3	0.4
Th	-	-	-	-	3.3	20.6
U	-	-	-	-	1.2	15.4

Примечание. В обр. 40/11 еще п.п.п. = 2.04; 45-18 еще CO₂ = 1.28; В-3 еще ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512548 и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.712005. Химические анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитики Г.В.Лец, Т.Г.Осетрова, Г.Л.Некрасова

таблица 6 (окончание)

№ образца	336-1	103/14	9/3	101/36	40с	100/6-6
Название породы	"Черные" пироксениты					
№ п.п.	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49.51	48.64	48.6	46.2	42.18	43.08
TiO ₂	0.94	0.71	1.26	1.42	1.1	1.94
Al ₂ O ₃	6.68	7.33	7.86	10.98	11.77	13.56
Fe ₂ O ₃	2.06	2.2	2.71	2.39	5.94	6.58
FeO	7.43	8.59	8.74	8.73	7.17	8.22
MnO	0.19	0.15	0.2	0.19	0.17	0.22
MgO	15.65	15.98	14.38	12.43	12.64	12.95
CaO	15.27	14.65	14.15	15.05	17.5	11.66
Na ₂ O	1.1	1.12	1.51	1.45	1.29	1.13
K ₂ O	0.16	0.24	0.53	0.24	0.24	0.12
H ₂ O	0.26	0.06	0.1	0.44	н.о.	0.31
H ₂ O*	н.о.	0.18	н.о.	н.о.	н.о.	0.19
P ₂ O ₅	0.31	0.31	0.11	н.о.	0.18	0.03
Сумма	99.56	100.16	100.15	99.52	100.18	99.99
F	23	25	28	31	30	33
Cr	-	233	-	-	694	-
Ni	-	239	-	-	190	-
Rb	-	-	-	-	9	-
Sr	-	72	-	-	21	-
Y	-	14	-	-	26	-
Hf	-	-	-	-	-	-
Zr	-	29	-	-	46	-
Nb	-	11	-	-	-	-
Ba	-	32	-	-	5	-
La	-	-	-	-	6	-
Yb	-	-	-	-	3.45	-
Th	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-

таблица 7 (окончание)

№ образца	39/3	100/8	В-5	053	45-18	В-3
Образование	Ксенолиты		Фундамент			
Название породы	Диориты-гранодиориты-граниты		Гранодиориты-граниты			
№ п.п.	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	69.4	70.74	68.2	70.4	72.08	75.12
TiO ₂	0.18	0.2	0.46	0.49	0.57	н.о.
Al ₂ O ₃	17.72	17.36	14.61	15.24	12.31	13.73
Fe ₂ O ₃	0.35	0.11	2.09	0.33	0.47	н.о.
FeO	0.57	0.86	2.22	2.76	3.95	1.64
MnO	0.03	0.01	0.11	0.26	0.06	0.06
MgO	0.28	0.22	0.77	0.76	1.63	0.38
CaO	3.14	5.1	3.36	1.56	1.8	1.06
Na ₂ O	6.08	4.22	3.91	3.56	3.4	3.05
K ₂ O	1.73	0.6	3.45	4.18	1.2	3.99
H ₂ O	0.06	н.о.	н.о.	0.3	0.42	0.22
H ₂ O*	0.57	0.24	0.62	0.42	1.99	0.45
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.08	0.2	0.17	0.05
Сумма	100.15	99.7	99.89	100.46	100.05	99.8
Cr	38	38	62	41	-	-
Ni	5	13	2	6	-	9
Rb	38	19	100	205	-	164
Sr	821	735	242	202	-	156
Y	3	<2	34	33	-	28
Hf	<1	<1	3.6	1.4	-	-
Zr	51	35	272	230	-	132
Nb	2	2	16	16	-	-
Ba	245	111	736	533	-	339
La	2.4	2.5	41.7	40.8	-	39
Yb	0.2	0.2	2.3	2.6	-	-
Th	0.4	0.1	11.9	24.9	-	-
U	0.2	0.1	2.7	5.6	-	-

Таблица 8. Железистость минералов в различных типах ксенолитов из базальтоидов Вьетнама

№ п.п.	№ образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Шпинель	Примечание
I. Включения дунит-лерцолитового ряда						
1) Группа, обедненная легкоплавкими компонентами						
1	121/229	6.8(2)	8(3)	9.4(1)	24.2(9)	
2	100/6а	7.2(18)	8.9(9)	9.6(12) 20.9(1)**	27.8(4)	Оливин – 14.6п
3	048/2	7.36(5) 8.53(4)**	– 9.18(2)**	10.38(9) 12.59(5)**	25.04(9) 33.34(9)**	Оливин – 13.42(3)*
4	103/2	7.7(2) 7.9(2)**	8.5(1) 8.8(1)**	9.2(2)	–	Флогопит – 9.4(4)**
5	35/16	7.7(3)	12.6(1)	13.4(2)	41.2(2)	
6	104/1	7.7(5) 10.11(2)	–	9.3(3) 10.9(1)**	23.2(1)	
7	507/13	7.9(18) 9.05(2)** 12.4(1)*	–	– 14.7(10)*	55.6(1) 30.8(2)*	
8	9	7.9(5).9(3)	9.5(3) 34.2(1)*	25.4(1)	3	
9	103/9	8.1(2)	9.8(2)	–	–	
10	23/85б	8.2(7)	9(2)	9.4(3)	23.7(2)	
11	101	8.6(1)	10.48(8)	10.64(3)	–	
12	17/85	9.1(2)	–	10.9(4)	36.1(7)	
2) Группа, обогащенная легкоплавкими компонентами						
13	121/36е	8.6(12) 11.4(2)**	9.7(2)	10.3(2)	19.6(2)	
14	507/6	24.5(2)* 8.61(21) 7.68(11)**	– 9.99(7)	18.2(2)* 10.6(5)	– 20.8(3)	
15	121/36а	8.7(14) 25.2(7)*	9.9(2)	10(1)	20.8(3)	
16	13/85	8.8(9) 13.83(8)*	9.53(3)	9.9(4) 14.91(5)**	23.08(4)	
17	507/32	8.81(7)	9.8(3)	9.9(2)	–	
18	507/31а	8.9(3) 27.6(3)*	9.9(1)	9.9(3) 21.4(1)*	23.8(4) 60.7(1)*	Краевая кайма на границе с лавой
19	103/31	9.6(1)	10.3(5)	10.5(3)	23.3(2)	
20	В-10	9.61(1) 17.21(2)*	10.06(8)	10.7(8)	21(6)	Краевая кайма на границе с лавой
21	034/18	9.7(1) 13.9*	10.3(22)	10.74(36) 18.32(5)*	–	
22	72/8	9.8(4).10.5(1)	9.4(1)	20.3(1)	–	
23	034/15	–	–	–	–	В зоне перекристаллизации
24	121/273	10.02(2)** 10.09(30) 9.44(9)**	11.1(7)** 10.68(17) 10.10(7)**	– 10.9(16) 11.33(22)**	– – –	В зоне перекристаллизации
25	38	10.24(1)	–	–	–	
26	37а	10.26(11) 10.23(3)**	10.08(5)	10.14(1) 13.41(4)**	– –	Клинопироксен – 15.31п и оливин – 18.36п Ортопироксен – 19.26(2) – в структурах распада
27	В-7	10.34(4)	9.49(3)	9.86(6) 14.22(2)**	–	
28	33а-1	10.46(10) 13.24(1)**	10.52(2)	10.95(4)	–	Клинопироксен – 12.55п
29	100/1	10.6(6) 18.49(2)п	– 15.89(4)п	– 17.58(2)п	–	
30	11/5	10.66(10) 10.96(2) 14.86(4)п 21.98(4)п	10.5(11) 10.66(14)** 17.49(4)п	10.73(5) 10.94(11) **	22.8(4) 22.36(1)**	

Примечание. f = Fe/(Fe+Mg) ат. %; в скобках указано число определений для подсчета среднего; * – в краевой кайме на границе с вмещающим базальтом; ** – в зонах щелочного плавления; а, б – в крупных порфирокластах (а) и в мелкозернистой основной массе (б); п – на контакте с пироксеном. Образцы: 121/229; 048/2; 507/13; 23/85б; 17/85; 121/36е; 507/6; 121/36а; 507/32; 507/31а; 121/273; В-7; 507/31; 121/36б из покровных образований, остальные из конусов

таблица 8 (окончание)

№ п.п.	№ образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Шпинель	Примечание	
31	103/1	10.8(3)	11.4(3)	–	25.1(3)	Амфибол – 70.17**	
32	038/6	10.8(6) 12.2(1)**	10.4(5) 14.9(1)**	13.4(1)** –	34.3(2)** 24.6(3)		
33	14/85	11.5(2) 12.7(8)**	10.65(4)	10.88(3)	22.2(7) 34.9(2)**		
34	15/85	11.55(19) 10.7(23)** 12.92(9)*	10.59(5) 10.36(5)**	10.4(2) 12.87(17)**	22.4(2) 41.88(2)**		
35	101/1	12.02(3) 12.36(2)**	10.44(4) 10.69(2)**	10.76(1)	23.39(2) 25.6(2)**		Флогопит – 11.94(2) Амфибол – 33.61
II. Включения пироксенитового ряда.							
1) Группа "зеленых" пироксенитов и зональных включений							
36	40/16 "а"	11.9(56)	12.3(11)	–	–	Амфибол – 37.4(6)	
	40/16 "б"	8.1(31)	9.4(14)	9.3(12)	23.6(14)		
37	38-п	13(6)	14.2(4)	–	25.7(5)		
38	103/5	13.5(3)	–	–	25.5(3)		
39	507/31	16.5(2) 13.9(4)** 27.8(4)*	–	–	–		
40	121/36-б	21.3(4) 18.7(2)*	–	–	–		
41	37/1	21.6(4)	–	–	–		
42	40/8	–	10.2(4)	7.3(4)	–		
2) Группа "черных" пироксенитов							
43	37	19(1)	–	–	–		Амфибол – 22.(3)
44	37 в-1	18.4(6)	–	–	–		
45	33 а-1	23.3(8)	24.3(1)	23.3(3)	–		
46	11/5 "а"	20.7(4)	26.6(1)	–	–		
	11/5 "б"	31.4(8)	22.5(8)	–	–		
47	35/16	22.5(25) 23.4(3)**	22.8(11)	22.7(2)	–		
48	9/3-ш	27.57(1) 22.18(5)	–	–	–		
49	103/1	22(3)	26.57(1)** 20.2(4)	22.27(7)**	–		
		–	21.2(1)**	–	–		
50	100/1	28.4(14) 24.2(1)**	23.1(1)	34.4(2) 23.9(1)	41.3(4)	Амфибол – 29.5(1)	
51	40с	29.1(7)	30(3)	–	55.5(17)	Амфибол – 27.5, флогопит – 60.5	
52	100/6	34(8)	27.6(4)	24.4(2)	49.3(5)	Амфибол – 61.7(6)	
III. Включения габброидного ряда							
53	38/7а	–	40.1(1)	–	–		
54	8/1	45.8(7)	–	–	–		
55	35/7	34.2(17)	–	–	62.4(4)		

плавление появлением флогопита (см. табл.8, обр.103/2) или нет. Любопытно, что этот флогопитизированный гарцбургит имеет в целом довольно низкую железистость минералов и принадлежит группе обедненных ксенолитов. Повышается также железистость минералов на контакте с вмещающей породой (иногда в индивидуализированных краевых оторочках), а также на границе с "черным" пироксенитом (см. табл.8, обр.507/13 и обр.100/6а).

Группа, обогащенная легкоплавкими компонентами, в целом характеризуется высокой железисто-

стью пироксенов и оливинов. По мере ее возрастания для минералов одного и того же включения значения постепенно уравниваются, что свидетельствует о переходе их в субравновесное состояние. Для рассматриваемой группы включений проявляется определенная зависимость между железистостью минералов ксенолитов и составом ксенолитосодержащих вулканитов. Как видно из таблицы 8, наибольшей магнезиальностью практически всех минералов, характеризуются ксенолиты в покровных базанитах, которые в целом

имеют более высокую магнезиальность, чем вулканиды конусов (см. табл.4). Возрастание калиевой щелочности (вес.% K_2O) в ряду ксенолитсодержащих покровных вулканидов: обр.507/6-0,67; 507/31-0,75; 507/32-1,77; В-7-2,77 сопровождается увеличением железистости пироксенов в соответствующих образцах ксенолитов (см. табл.8). Железистость оливинов и шпинелей при этом не меняется. Любопытно, что подобная закономерность не проявлена в ксенолитах из базальтоидов конусов. По крайней мере, высокая калиевая щелочность базальтов вулкана Иль-де-Цендр (см. табл.4, ан.7) никак не отразилась на составе минералов соответствующих пород ксенолитов (см. табл.8), хотя только в образцах ксенолитов с этого вулкана были обнаружены локальные зоны щелочного плавления с образованием амфиболов и флогопитов.

В зонах вторичного плавления и перекристаллизации включений в некоторых образцах ксенолитов (см. табл.8, обр.507/6; 121/273; 15/85) железистость обоих пироксенов уменьшается, однако в большинстве образцов в этих зонах почти все минералы имеют более высокие значения этой характеристики. Такое же повышение железистости всех минералов включений отмечается на границе с вмещающей породой и на контакте с “черными” пироксенитами.

По составу минералов группа “зеленых” пироксенитов тесно примыкает к уже рассмотренным ультрамафитам. В некоторых пироксенитах сложного состава выделяются зоны повышенной магнезиальности минералов, а порода по соотношению и составу минералов приближается к истощенному лерцолиту или гарцбургиту (см. табл.8, обр.40/16“а”). Повышение магнезиальности клинопироксенов наблюдается в некоторых пироксенитах в зонах вторичного плавления, но на контакте с вмещающим базальтом железистость этого минерала повышается.

Группа “черных” пироксенитов – резко индивидуализированный тип включений. Она характеризуется повышенной железистостью всех минералов, хотя и здесь можно выделить более магнезиальные (см. табл.8, обр.37, 37в-1) и более железистые разности. Интересно, что в некоторых образцах участки крупнозернистого строения (см. табл.8, обр.11/5“а”) характеризуются более магнезиальными составами клинопироксенов, но более железистыми – ортопироксенов, чем мелкозернистые зоны (см. табл.8, обр.11/5“б”). В зонах вторичного плавления “черных” пироксенитов железистость всех минералов, как правило, повышается так же, как и вблизи контакта с вмещаю-

щими базальтами. При этом, если плавление идет в условиях щелочного метасоматоза (см. табл.8, обр.9/3-щ), магнезиальность вновь образующегося клинопироксена и оливина выше, а ортопироксена – ниже, чем в этих зонах вторичного плавления в обстановке меньшей щелочности.

Клинопироксен-плаггиоклазовая ассоциация габброидного типа включений характеризуется наличием максимально железистых пироксенов и шпинели.

Перейдем к характеристике отдельных минералов.

Клинопироксен – является наиболее распространенным минералом всех типов ксенолитов. Он несет основную информацию об условиях образования и преобразования включений, поэтому остановимся на его характеристике подробнее. Для этого лучше всего воспользоваться многокомпонентной диаграммой с координатами P_1-P_2 , принципы построения которой уже обсуждались выше. На этой диаграмме (рис.12) достаточно четко разделяются области составов клинопироксенов основных типов ксенолитов Вьетнама. Так, составы этого минерала из группы обедненных легкоплавкими компонентами включений почти целиком располагаются в поле V наименее глиноземистых и низконатровых, высокомагнезиальных, хромистых и кальциевых пироксенов ксенолитов из вулканидов островных дуг, а также альпинотипных гипербазитов. Характерно беспорядочное расположение “коротких трендов” изменения состава и однонаправленное в сторону повышения железистости и глиноземистости “длинных трендов”, фиксирующих изменение составов минералов на границе с вмещающей породой. Области составов клинопироксенов из группы включений, обогащенных легкоплавкими компонентами, напротив, целиком располагаются в поле III составов этого минерала из включений шпинелевых перидотитов в вулканидах внутриплитного типа. При этом наиболее натровые клинопироксены (обогащенные жадитовой составляющей) выходят даже в поле II гранатсодержащих ассоциаций включений. Сами эти области имеют определенную ориентировку, совпадающую с направлением основных трендов изменения состава пироксена в одном образце, направленную в сторону составов клинопироксенов “зеленых” пироксенитов и “хвоста” области составов этого минерала в “черных” пироксенитах. В клинопироксенах при этом уменьшается содержание Na_2O и несколько возрастает CaO . В участках вторичного плавления и перекристаллизации включений фигуративные точки составов этого минерала последовательно смещаются из

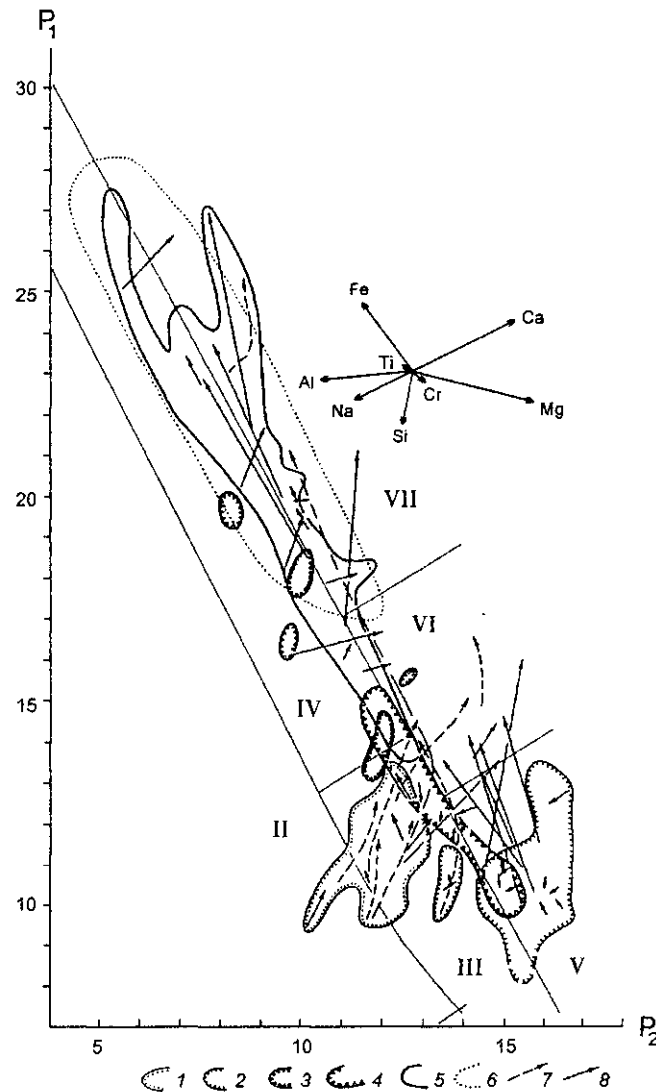


Рис. 12. Диаграмма P_1 - P_2 для клинопироксенов из различных типов включений в базальтоидах Вьетнама

Области составов клинопироксенов из: 1 - обогащенных легкоплавкими компонентами лериолитов, 2 - обедненных дунит-гарцбургитов, 3 - гранатосодержащих "зеленых" пироксенитов, 4 - шпинельсодержащих "зеленых" пироксенитов, 5 - "черных" пироксенитов, 6 - содержащих включения вулканитов; 7-8 - тренды изменения составов пироксенов: 7 - в одном образце, 8 - в одном зерне. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 4

области составов, обогащенных легкоплавкими компонентами (III), в область, обедненную (V) этими компонентами.

Точки составов клинопироксенов "зеленых" пироксенитов встречаются изолированными группами в поле IV шпинелевых пироксенитов, а также образуют вытянутую область, переходящую из этого поля последовательно в поле III и V. В крайнем магниальном "хвосте" этой области располагаются составы пироксенов из гарцбургитовых или пироксен-оливинитовых участков сложных ксенолитов клинопироксенитов. "Зеленые" пироксениты, содержащие гранат, по составу клинопиро-

ксенов располагаются в полях IV, III и VI. Видимо, в этом отражается конечный путь трендов изменения состава пироксенов. По крайней мере, гранаты здесь неравновесны с пироксенами. Они окружены келифитовыми каймами, которыми интенсивно замещаются.

Важно подчеркнуть, что ориентировка большинства трендов изменения составов пироксенов в группе ксенолитов, обогащенных легкоплавкой составляющей, так же, как и смещение областей, занятых соответствующими фигуративными точками (это касается и "зеленых" пироксенитов), направлено в сторону полей, относящихся к фациям

меньшей глубинности. По-видимому, основным процессом, регулирующим изменение составов клинопироксенов рассматриваемых типов включений, является процесс их декомпрессионного плавления и перекристаллизации. Возможно, что само выделение группы обедненных легкоплавкими компонентами ксенолитов связано с тем же процессом.

Область составов пироксенов “черных” пироксенитов характеризуется большой вытянутостью вдоль границы, разделяющей поля IV (шпинелевых пироксенитов), VI (пироксенитов включений островодужного типа) и VII (габброидных включений). В этом же направлении ориентируется и часть трендов, отражающих изменение составов пироксенов, как в одном зерне, так и в отдельных образцах. Это изменение составов сопровождается резким возрастанием их железистости, а также накоплением Al_2O_3 , FeO и TiO_2 и уменьшением SiO_2 и MgO. Такие изменения отражают общую направленность эволюции состава ксенолитов от магнезиальных к более железистым и, по-видимому, связаны с процессом их температурной дифференциации при относительной стабильности других факторов. Часть трендов клинопироксенов этой группы ксенолитов ориентирована также поперек границы полей шпинелевой и плагиоклазовой фаций глубинности. В ту же сторону отмечается и некоторое “расплывание” всей области, занятой соответствующими фигуративными точками. Здесь, видимо, также проявляется влияние процесса декомпрессионной дифференциации.

Ортопироксен – широко распространенный минерал разных типов включений (см. табл.8). Ранее уже говорилось о том, что ассоциации включений различаются по железистости ортопироксенов и характеру ее вариаций в зависимости от степени плавления и перекристаллизации включений. Изменения глиноземистости клино- и ортопироксенов происходит обычно сопряженно. Так, при переходе от обогащенных к обедненным лерцолитам и гарцбургитам резко уменьшается содержание этого компонента в обоих пироксенах. Такое же изменение состава ортопироксенов наблюдается в сложных ксенолитах “зеленых” пироксенитов для участков, сложенных гарцбургитами или пироксеновыми оливинитами, а также в зонах интенсивного плавления и перекристаллизации лерцолитов. В “черных” пироксенитах также наблюдается прямая корреляционная зависимость содержания глинозема в обоих пироксенах (табл.4п приложения). Повышенной глиноземистостью ортопироксенов характеризуются гранатовые пироксениты (табл.3п, обр.38п и

103/5). Наоборот, в плагиоклазовой ассоциации этот минерал наименее глиноземистый и содержит наибольшее количество кальция (табл.5п). В общем, содержание CaO в ортопироксенах противоположно его накоплению в клинопироксенах. Например, если “черные” пироксениты характеризуются максимально высоким содержанием CaO (до 2,2%) в ортопироксенах, то в клинопироксенах оно минимальное. Интересно отметить, что в зоне плавления в стекле в одном из образцов “черных” пироксенитов были обнаружены мелкие коробчатые новообразования и дендриты оливина и микролиты пижонита ($CaO=5,5-6\%$). Включения дунит-лерцолитового ряда в целом характеризуются низкой кальциевостью ортопироксенов, но повышенной – клинопироксенов. Кроме того этот тип включений отличается от пироксенитового несколько повышенным содержанием хрома в ортопироксенах. Исключение составляют только гранатовые пироксениты, для которых эта характеристика минимальная. Практически лишены хрома ортопироксены из плагиоклазовых включений.

Оливин, хотя и распространен почти во всех типах включений, но имеет сравнительно ограниченную информативность, ввиду простоты своего состава. Выше уже говорилось о том, что железистость этого минерала закономерно меняется при переходе от одного типа включений к другому (см. табл.8). К этому следует добавить, что содержание MnO и CaO в оливинах возрастает по мере роста его железистости (см. табл.3п, 4п и табл.1п, 2п). Поэтому оливины из включений “черных” пироксенитов более кальциевые и марганцовистые, чем те же минералы из лерцолитов.

Шпинель также является постоянно присутствующим компонентом большинства типов включений (за исключением плагиоклазовой ассоциации, где ее место занимают титаномагнетиты и магнетиты). Почти во всех типах включений она относится к высокоглиноземистому герцинитовому типу. Наиболее глиноземистые шпинели (с содержанием Al_2O_3 до 66%) обнаружены в гранатовых пироксенитах. Вся группа “зеленых” пироксенитов характеризуется повышенной глиноземистостью (от 60 до 66%) этого минерала. Далее по этому признаку выделяется группа ксенолитов дунит-лерцолитового ряда, обогащенная легкоплавкими компонентами. Содержание Al_2O_3 в шпинелях этой группы колеблется от 54 до 60%. Включения из того же ряда, обедненные легкоплавкими компонентами, характеризуются содержанием глинозема в шпинелях от 15 до 57%. При этом уменьшение глиноземистости герцинитов сопровождается по-

вышением их хромистости и переходом в ряде случаев в хромиты. Содержание глинозема шпинелей из "черных" пироксенитов колеблется от 37 до 62%, при крайне малом количестве Cr_2O_3 (не более 2,5–3,0%). Уменьшение глиноземистости этого типа шпинелей компенсируется возрастанием их железистости.

Гранат – наименее распространенный и слабо информативный минерал включений. В разных образцах (см. табл.3п, обр.38п и 103/5) он характеризуется однообразием составов и обычно ассоциирует с наиболее глиноземистыми клинопироксенами, причем с повышением глиноземистости сосуществующего клинопироксена несколько возрастает железистость и глиноземистость граната. Минерал окружен келифитовыми каемками и по мере роста степени плавления включений полностью ими замещается. Реликтовые зерна внутри каемок имеют тот же состав, что и центральная часть незамещенного агрегата. Морфология этих келифитовых каемок весьма напоминает характер "губчатых" зон плавления по периферии включений пироксенитов. Эта особенность, а также отсутствие контактово-реакционных минералов позволяют считать каемки образовавшимися в ходе плавления зерен граната. Подобная интерпретация таких образований приводится в работе Н.В.Соболева и Н.В.Лодочкиковой [1962].

Амфибол встречается в некоторых образцах включений (см. рис.11. б) в участках наибольшего плавления и перекристаллизации породы (в прожилках или каплевидных зонах). В соответствии с классификацией Б.Е.Лица [Leake, 1978; Leake et al., 1997] можно выделить 3 группы этого минерала: кальциевые амфиболы (образцы 35/16; 100/1; 40с и 100/6 – см. табл.4п), кальциево-натровые (образцы 103/1; 35/7 и 40/8, см. табл.1п-5п) и магнезиально-железистые (обр.101/1). Амфиболы первой группы развиты исключительно среди "черных" пироксенитов. В целом они характеризуются умеренной и высокой глиноземистостью, обычно высокой железистостью (табл.7), титанистостью и кальциевостью и сравнительно низким содержанием щелочей. Они занимают промежуточное положение в группе чермакит–обыкновенная роговая обманка с переходом к керсутиту (обр.100/1).

Кальциево-натровые и магнезиально-железистые амфиболы отмечаются в лерцолитовом типе включений, в плагиоклазосодержащих, а также в одном образце "черного" пироксенита, секущего лерцолит (обр.103/1). Все они характеризуются необычными составами, что затрудняет их более подробную классификацию. Высокая щелочность

(как натровая, так и особенно калиевая) требует отнесения их к щелочным амфиболам типа калиевого рихтерита или катафорита. Однако при этом рассматриваемые амфиболы характеризуются и высокой глиноземистостью. Причем в отличие от высокоглиноземистых роговых обманок (паргаситов) они содержат гораздо больше кремнезема (Al преимущественно в шестерной координации) и являются более железистыми. Для многих амфиболов этой группы характерна повышенная титанистость с переходом к керсутиту (обр.103/1) и парагенезисы с флогопитом для наиболее калиевых разновидностей (обр.101/1 и 40/8).

Флогопит обнаружен в нескольких образцах включений лерцолитового типа (см. табл.8, обр.103/2; 40/8 и 101/1), а также в "черных" пироксенитах (см. табл.8, обр.9/3). Обычно он встречается в локальных участках или жилках вторичного плавления и перекристаллизации породы (см. рис.11. 4) в ассоциации с высококалиевым амфиболом. Было обнаружено также единичное включение (до 4,5 см) гарцбургита, в котором содержание флогопита доходит до 20% (обр.40/8). Флогопиты из ксенолитов, обедненных легкоплавкими компонентами, характеризуются низкой железистостью ($f=7-9$ мол.%) и титанистостью (0,12–0,16% TiO_2), но высокой хромистостью (1–2% Cr_2O_3) по сравнению с теми же образованиями из обогащенных лерцолитов, для которых соответственно: $f=11-12$ мол.%; 5,3–5,4% TiO_2 и 0,3–0,4% Cr_2O_3). Таким образом, различие в составе всех минералов этих двух групп не является следствием их разной предварительной метасоматической проработки. Метасоматоз накладывается на материал ксенолитов, уже различающийся по степени обедненности легкоплавкими компонентами. Образующиеся в процессе метасоматоза слюды в своем составе лишь фиксируют эти различия. Флогопиты "черных" пироксенитов характеризуются высокой железистостью ($f=26-36$ мол.%), титанистостью (6,8–10% TiO_2) и низкой хромистостью (0–22% Cr_2O_3).

Титаномагнетиты были встречены в клинопироксен-плагиоклазовой ассоциации включений, а также в качестве закалочной фазы в стеклах из зон плавления в лерцолитах и "черных" пироксенитах. В разных образцах включений эти минералы имеют различные составы. Так в двухпироксеновом габбро (см. табл.8, обр.38/7а) и в зоне плавления (с амфиболом) одного из лерцолитов был обнаружен практически чистый магнетит. В амфибол-клинопироксеновом габбро (обр.35/7), а также в "черных" пироксенитах найдены как титаномагнетиты, так и ильмениты. Вторые иног-

да содержат до 9–10% MgO и могут быть отнесены к пикроильменитам. Несмотря на широкие и в целом неупорядоченные вариации составов, титаномагнетиты в зонах плавления пироксенитов более титанистые (до 21,7% TiO₂), чем в габброидных включениях (не более 17,2% TiO₂). Последние характеризуются также примесью Cr₂O₃ (до 0,60–0,80%). В одном из образцов “черных” пироксенитов (обр.40с) вблизи зоны плавления и перекристаллизации (с амфиболом) было встречено довольно крупное (до 300 микрон) зерно обычной для такого типа включений умеренноглиноземистой (51–52% Al₂O₃) и сравнительно малотитанистой (0,6–0,7% TiO₂) шпинели. “Реликтовое” ядро (70×100 микрон) этого зерна имеет состав хромистого (0,79–0,85% Cr₂O₃) титаномагнетита с содержанием 6–10% TiO₂. Оно окружено каемкой высокоглиноземистой (53–56% Al₂O₃) и высокотитанистой (1,4–2% TiO₂) шпинели.

Плагиоклаз в качестве породообразующего минерала встречается только в габброидных включениях. Кроме того достаточно часто в виде мелких ксеноморфных выделений или закалочной дендритовой фазы этот минерал обнаруживается в зонах вторичного плавления и перекристаллизации ксенолитов как “черного”, так и “зеленого” типа.

Плагиоклазы габброидов высококальциевые, но низкокалиевые. Например, включение двупироксенового габбро (см. табл.5п, обр.38/7а) характеризуется битовнит-анортитовым (An₇₉₋₈₈) составом этого минерала с зональным его изменением до 10% анортитовой молекулы. Напротив, в амфибол-клинопироксеновом габбро (см. табл.5п, обр.35/7) плагиоклаз имеет стабильный состав лабрадора (An₅₀₋₅₄) со слабо выраженной зональностью, не превышающей нескольких процентов, и содержанием 0,15–0,22% K₂O.

Плагиоклазы из зон плавления “черных” пироксенитов обычно характеризуются высокой основностью: An₅₆₋₇₀, однако в отдельных микролитах или дендритах они более кислые: An₄₅₋₅₅. При высокой основности они менее кремнеземистые (50,5–55,5% SiO₂) и менее калиевые – с содержанием ортоклазовой молекулы не более 2,5%, чем аналогичные минералы лерцолитов и гарцбургитов, которые широко варьируют по составу: An₂₇₋₆₀ и содержат 53,5–65,5% SiO₂ и 0,3–2,5% K₂O.

В некоторых гарцбургитах и интенсивно плавленных верлитах были обнаружены альбиты в ассоциации с нефелином (Ab=80,5%, Or=14%) и амфиболом (Ab=67,5%; Or=12,3%).

Ортоклазы довольно часто встречаются в зонах плавления и перекристаллизации ксенолитов лерцолитов совместно с плагиоклазами в виде мелких

ксеноморфных выделений. В иных типах включений они не обнаружены. Содержание ортоклазовой молекулы в них доходит до 58% и они образуют практически непрерывный ряд переходов до высококалиевых андезитов (рис.13).

Кроме того, в одном из образцов “зеленого” оливинового клинопироксенита был обнаружен нефелин.

Стекловатая фаза – встречается практически в каждом образце включений. Обычно она имеет характер пленочных выделений по границам зерен или их агрегатов. Часто отмечается присутствие расплавных микровключений в минералах. Нередко стекловатая фаза обнаруживается в виде пористого пемзовидного заполнителя в промежутках между зернами минералов и их срастаний с многочисленными жилками, линзовидными и серповидными затеками стекла в ранее образовавшиеся минералы. Иногда в породе зоны плавления и перекристаллизации составляют до 30–40%, обычно в виде пятен неправильной формы, иногда в виде линз и полос, вытянутых в одном направлении.

Как видно из таблицы 9, рассматриваемые стекла характеризуются широким диапазоном колебаний составов для различных типов ксенолитов. По соотношению кремнезема и калиевой щелочности достаточно четко обособляются три серии (см. рис.13): I. умеренно-высококалиевая с переходом от щелочных базальтов к трахитам; II. щелочная, связанная с переходом от щелочных базальтов к щелочным трахитам; III. щелочная, характеризующаяся смещением составов от щелочных базальтов к фонолитам. Эволюция первой серии происходит в условиях амфиболового, второй – амфибол-флогопитового и третьей – флогопитового контроля. В первую серию входят: большая часть стекол из “черных” пироксенитов, практически все закаленные выплавки обогащенных лерцолитов и небольшая часть – из обедненного гарцбургита (см. рис.13, I). Во вторую серию попадают стекла из “черных” пироксенитов, обедненного флогопитового гарцбургита (см. рис.13, II) и небольшая часть подобных образований из обогащенных лерцолитов. Третья серия представлена составами закаленной расплавной фазы из флогопитового “черного” пироксенита (см. рис.13, III) и несколькими составами стекол из флогопитового гарцбургита.

Возрастание степени плавления ксенолита ведет к смещению соответствующих точек в сторону валовых составов, что особенно хорошо видно на примере “черных” пироксенитов. Обратная зависимость приводит к попаданию соответствующих точек в поле составов плагиоклазов и калиевых

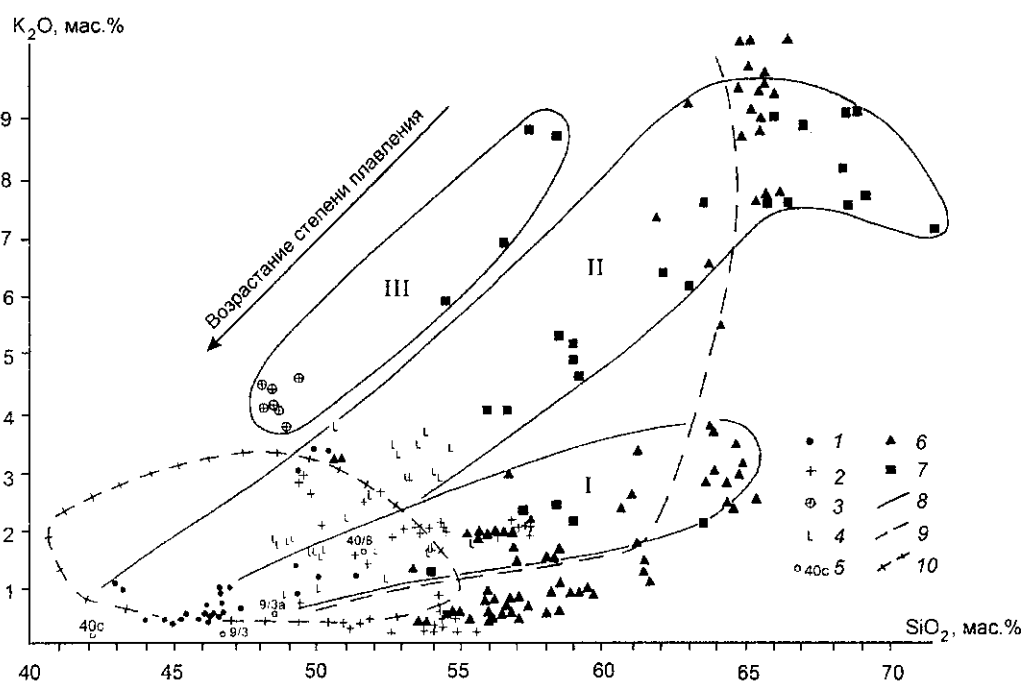


Рис. 13. Соотношение K_2O – SiO_2 в стеклах из различных типов ксенолитов Вьетнама

1–4 – стекла в “черных” пироксенитах: 1 – обр.40с, 2 – обр.9/3, 3 – обр.9/3а (щелочной метасоматоз), 4 – обр.37/1а, 37в-1, 100/6; 5 – валовые составы “черных” пироксенитов; 6–7 – стекла в лерцолитах и гарцбургитах: 6 – “обогащенные” лерцолиты, 7 – “обедненные” лерцолиты-гарцбургиты; 8–10 – границы полей: 8 – серий составов стекол, 9 – составов полевых шпатов, 10 – вмещающих ксенолиты базанитов

полевых шпатов (см. рис.13 и рис.14). В отличие от этих минералов стекловатая фаза характеризуется повышенным содержанием мафической составляющей (MgO , TiO_2 , FeO). При этом содержание MgO , например, обратно пропорционально SiO_2 и меняется от 5,9% до 1,4% в пироксенитовых и от 4,5% до 1% в лерцолитовых стеклах. В полевых шпатах примесь этого компонента обычно не превышает 1,1% и не зависит от количества SiO_2 . По содержанию TiO_2 выделяются две группы стекол: высокотитанистая (1–2,4%) и низкотитанистая (0,04–0,2%). В первую группу попадают практически все стекла из пироксенитов, значительная часть из габбро и большая часть этой фазы из лерцолитов. При этом часть обедненных лерцолитов-гарцбургитов (см. табл.9, обр.100/6) с меньшей степенью плавления характеризуется наличием высокотитанистых стекол. Обедненные гарцбургиты с высокой степенью плавления имеют низкотитанистые стекла, такие же, как в обогащенных лерцолитах (при близкой кремнекислотности), что связано с ранней кристаллизацией в них титаномагнетитов в условиях повышенной фугитивности кислорода. В группу низкотитанистых стекол (0,1–0,3% TiO_2) попадают также несколько составов этого закаленного материала из капель

(очень малая степень плавления) в “черных” пироксенитах (см. табл.9, обр.37/1а). В том же образце в зоне значительного плавления, содержание TiO_2 в стеклах повышается до 0,9–0,92%. Аномально высокой титанистостью (до 3,7%) характеризуются стекла флогопитсодержащих “черных” пироксенитов (см. табл.9, обр.9/3а) и некоторых (обр.35/7) габбро (до 5,2% TiO_2). Интересно отметить, что в пироксенитовых стеклах содержание этого компонента в 2–2,5 раза, а в габброидных в 4 раза превосходит максимальные его количества в самой плавящейся породе.

Несмотря на широкие вариации составов, стекла в различных типах ксенолитов строго индивидуализированы. Так, в целом для лерцолитового типа включений по сравнению с пироксенитовым характерно преобладание более кислых и более щелочных, а при равной кремнекислотности и более глиноземистых стекол. При этом они содержат меньше кальция и железа при близких содержаниях магния и титана. Наиболее кислые и наиболее щелочные стекла характерны для интенсивно плавленых гарцбургитов. При этом в условиях щелочного метасоматоза порода (см. табл.9, обр.40/8,) обогащается кремнеземом, глиноземом, титаном, калием, но обедняется каль-

Таблица 9. Состав стекол из различных типов включений в базальтоидах Вьетнама

Тип включений	Дунит-лерцолитовый										
	Группа	I								II	
		№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂		53.06	57.29	58.17	55.28	58.11	65.10	67.91	72.56	55.96	60.77
TiO ₂		3.67	2.67	2.87	0.07	0.08	0.08	0.00	0.05	2.72	1.54
Al ₂ O ₃		16.68	18.59	18.49	21.96	20.65	17.40	16.77	15.83	20.58	18.65
FeO		8.18	6.67	4.30	4.01	3.48	1.24	2.23	1.19	4.76	3.49
MnO		0.14	0.06	0.08	0.13	0.05	0.02	0.00	0.00	0.12	0.08
MgO		3.50	3.00	3.36	2.98	2.97	1.64	1.56	0.94	2.48	2.74
CaO		8.24	6.61	6.48	7.57	6.01	1.52	2.24	1.07	7.95	5.31
Na ₂ O		3.74	2.93	3.61	2.77	2.16	3.58	1.73	2.48	3.35	4.47
K ₂ O		1.19	2.23	2.32	3.94	4.97	7.30	8.88	7.07	0.72	2.47
Сумма		98.41	100.05	99.68	98.72	98.48	97.88	101.32	101.2	98.63	99.53

Тип включений	Дунит-лерцолитовый		Пироксенитовый								
	Группа	II		III							
		№ п.п.	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂		61.70	66.75	50.07	49.41	49.09	48.12	48.01	48.64	45.96	
TiO ₂		0.28	0.11	0.10	0.19	0.31	0.88	0.90	0.92	1.68	
Al ₂ O ₃		24.10	16.59	22.29	22.03	21.31	18.99	19.69	19.99	18.56	
FeO		1.14	0.67	9.33	9.63	10.09	10.70	11.38	11.76	15.27	
MnO		0.00	0.00	0.13	0.00	0.11	0.18	0.15	0.16	0.30	
MgO		2.23	2.88	4.16	4.12	4.23	5.02	4.68	4.81	4.15	
CaO		5.33	1.22	7.09	6.71	6.83	7.18	6.80	6.79	12.02	
Na ₂ O		4.32	3.44	5.45	5.52	4.93	5.30	5.80	4.62	3.24	
K ₂ O		0.99	9.77	1.47	1.53	1.53	1.71	1.77	1.71	0.47	
Сумма		100.07	101.93	100.09	99.14	98.45	98.09	99.18	99.42	101.65	

Тип включений	Пироксенитовый						Габброидный				
	Группа	III						IV			
		№ п.п.	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂		50.23	45.07	49.33	55.02	58.57	47.65	44.01	44.18	45.90	48.53
TiO ₂		2.56	3.47	3.04	2.06	1.71	3.69	0.43	5.23	3.16	1.17
Al ₂ O ₃		22.52	18.57	13.24	18.6	18.78	18.74	15.19	12.47	7.03	7.31
FeO		7.76	13.94	14.49	9.57	8.20	9.19	25.54	14.09	9.93	9.24
MnO		0.22	0.33	0.19	0.13	0.11	0.09	2.08	0.21	0.10	0.21
MgO		1.42	3.80	6.16	3.61	3.15	3.74	4.33	4.12	11.21	12.82
CaO		9.05	9.50	6.64	7.45	6.74	8.24	4.74	13.78	21.72	19.11
Na ₂ O		5.48	5.25	3.76	2.76	2.70	3.26	0.79	2.75	0.53	0.64
K ₂ O		1.17	0.38	2.89	2.09	1.90	4.43	0.20	0.47	0.02	0.01
Сумма		100.41	100.3	99.75	101.29	101.87	99.03	97.31	97.31	99.60	99.03

Примечание. I – обедненные легкоплавкими компонентами гарцбургиты, II – обогащенные легкоплавкими компонентами лерцолиты, III – “черные” пироксениты, IV – габбро; 1, 2, 3 – обр.100/6; 4–8 – обр.40/8; 9 – обр.11/5; 10 – обр.37; 11,12 – обр.15/85; 13–18 – обр.37/1а; (13–15 – “капли”, малая степень плавления; 16–18 – в зоне максимального плавления); 19–21 – обр.40с; 22–24 – обр.9/3; 25 – обр.9/3а (щелочное плавление); 26 – обр.38/7а; 27–29 – обр.35/7.

Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН с помощью микроанализатора “Самбах”; аналитики В.И.Чубаров, Т.М.Философова, Г.П.Пономарев

цием и магнием; так что она попадает в группу, обогащенную легкоплавкими компонентами, хотя по соотношению и составу (см. табл.8) минералов (гарцбургит с единичными зернами клинопироксена) это – наиболее перекристаллизованное в ходе декомпрессионного преобразования включение. Гарцбургит (см. табл.4, обр.100/6а), испытавший меньшую степень плавления и щелочного метасоматоза, как по валовому составу так и по составу минералов (см. табл.8) относится к группе, обедненной легкоплавкими компонентами. Стекла в “черных” пироксенитах еще более индивиду-

ализованы. Это прекрасно видно при сравнении образцов 40с и 9/3 (см. рис.13,14 и рис.15), для которых в характере стекловатой фазы повторяются особенности состава плавящейся породы по содержанию магния, глинозема и калия. Плавление в условиях калиевого метасоматоза приводит к возрастанию в валовом составе породы содержащий кремнезема, магния и калия и уменьшению титана, глинозема, железа и кальция.

Как видно на диаграммах (см. рис.13, 15), составы лерцолитовых стекол и значительная часть пироксенитовых лежат в стороне от полей, занятых

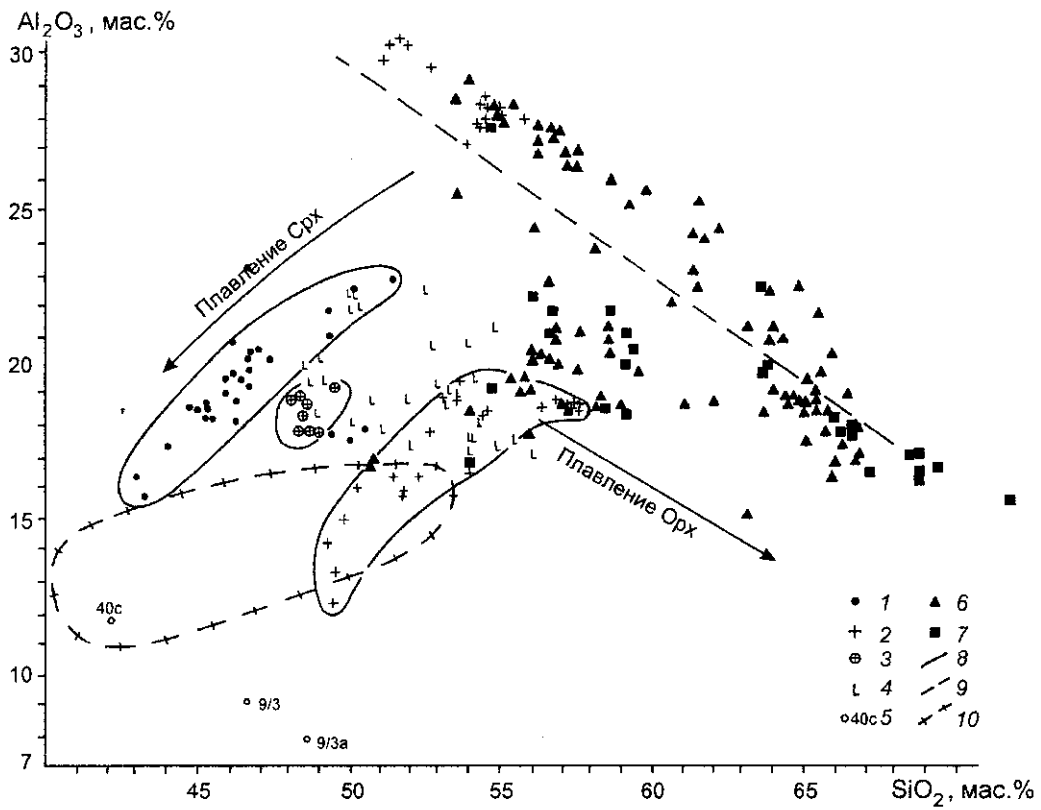


Рис. 14. Соотношение $Al_2O_3 - SiO_2$ в стеклах из различных типов ксенолитов Вьетнама
 1-7 – то же, что на рис. 13; 8 – поля составов стекол некоторых "черных" пироксенитов; 9 – граница поля составов полевых шпатов;
 10 – поле составов вмещающих ксенолиты базанитов

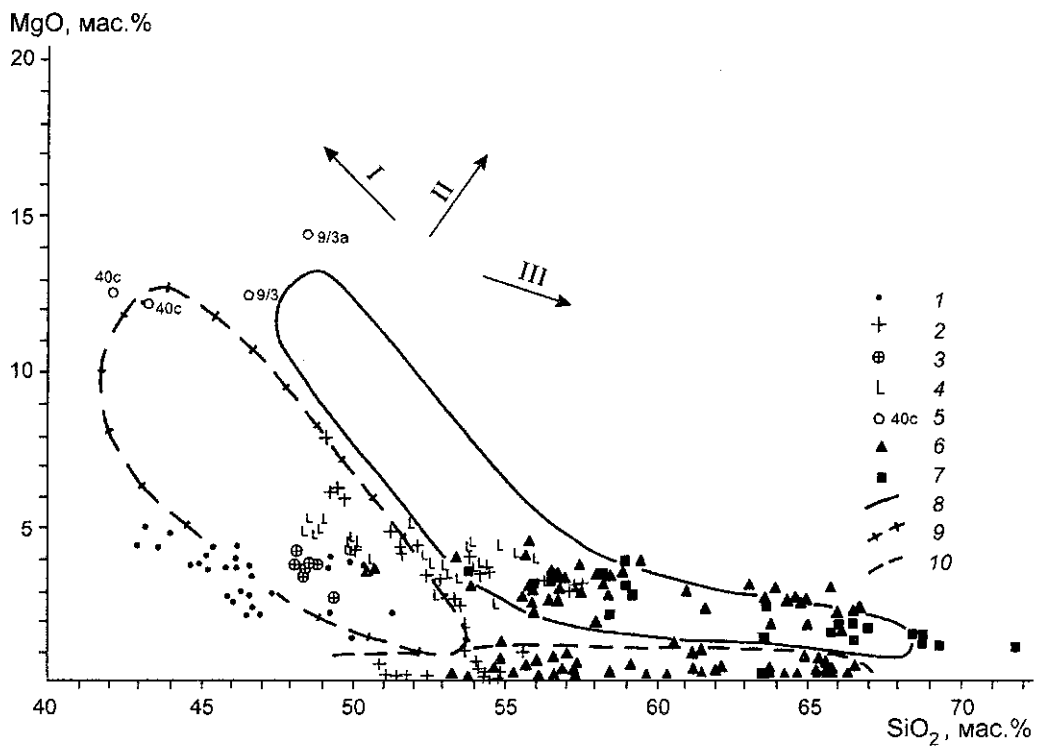


Рис. 15. Соотношение $MgO - SiO_2$ в стеклах из различных типов ксенолитов Вьетнама
 1-7 – то же, что на рис. 13; 8 – поле составов островодужных вулканитов Камчатки с ксенолитами габброидов и хром-шпинелевых ультрамафитов; 9 – поле составов ксенолитсодержащих вулканитов Вьетнама; 10 – граница поля составов полевых шпатов

соответствующими фигуративными точками несущих включения базанитов. Частичное перекрытие наблюдается в “пироксенитовых” стеклах для тех образцов и компонентов, по которым они сближены в своем валовом составе.

Направление трендов изменения состава стекол в ходе плавления определяется тем, какой минерал преимущественно плавится и какие при этом образуются вторичные фазы. Так, в стеклах из “черных” пироксенитов тренды прямой корреляционной зависимости Si–Al (с крутым наклоном) определяются характером плавления титан-авгита. Образующиеся при этом оливины и ортопироксены приводят к смещению этого тренда из поля базанитов в область с меньшими значениями MgO и SiO₂ (см. рис. 15) и большими Al₂O₃ (см. рис. 14), как это в максимальной степени проявлено для обр. 40с и его стекол. Сходный эффект наблюдается и при щелочном плавлении (см. рис. 13, обр. 9/3 и 9/3а). Совсем иной характер трендов в стеклах из лерцолитов – с широким диапазоном изменения кремнекислотности, более положим по отношению к оси абсцисс трендом обратной корреляции MgO–SiO₂ (см. рис. 15), обратной корреляционной зависимостью Al₂O₃–SiO₂ (см. рис. 14). Эти особенности определяются преимущественным плавлением ортопироксена с образованием высокомагнезиального оливина (например, в обр. 40/8, рис. 11. 5 и в обр. 100/6), плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Интересно, что в некоторых “черных” пироксенитах, где также начинает плавиться вновь образованный ортопироксен, тренды изменения состава стекол начинают приобретать ориентировку, такую же как для “лерцолитовых” стекол (см. рис. 14, обр. 9/3).

Совершенно особую группу составляют стекла в габброидах (см. табл. 9) Все они недосыщены кремнеземом и являются низкоглиноземистыми. Каждый из четырех типов стекол, представленных в таблице, имеет свою специфику и отличается от подобных образований, обнаруженных в безплагиоклазовых включениях, либо резко повышенной железистостью и марганцовистостью (см. табл. 9, обр. 26), либо высокими содержаниями кальция и магния, а также пониженной глиноземистостью (см. табл. 9, обр. 28, 29) и высокой титанистостью (см. табл. 9, обр. 27). Все эти стекла образуются, вероятно, в результате преимущественного плавления клинопироксенов.

Таким образом, рассмотрение составов стекловатой фазы ксенолитов Вьетнама свидетельствует о том, что образование ее вряд ли можно связывать с внедрением несущего ксенолиты базанитового или просачиванием сквозь “мантийный субстрат”

какого-либо иного расплава. Скорее всего, мы имеем дело с локальным плавлением (“in situ”) и перекристаллизацией различных типов включений (состав расплава, в первую очередь, определяется составом плавящегося материала) в ходе транспортировки их магматическими расплавами к земной поверхности (эффект декомпрессионного плавления и перекристаллизации). Картина еще усложняется наложением щелочного (преимущественно калиевого) метасоматоза. По-видимому, этот процесс начинается при переходе от шпинель-лерцолитовой к плагиоклазовой фации глубинности и протекает в основном в обстановке плагиоклазового, амфиболового и флогопитового контроля.

Подробно рассмотренные на примере Восточного Вьетнама особенности вещественного состава ксенолитсодержащих вулканитов и ксенолитов в них во многом проявляются и в других районах тыловой зоны рассматриваемой переходной области [Mantle xenoliths, 1987; Zhi et al., 1990; Lee, 1982; Щека, 1983; Вулканические пояса..., 1984; Ionov et al., 1995; Francis, 1976, 1978].

С учетом этих данных кратко отметим основные особенности проявления ксенолитов в базальтоидах тыловой зоны.

1. Базит-гипербазитовые ксенолиты в пределах рассматриваемой зоны распространены в породах, различающихся по щелочности: от высокотитанистых низкокалиевых толеитов до щелочных оливиновых базальтов и базанитов. Несущие ксенолиты базальтоиды, как правило, недосыщены глиноземом и кремнеземом. Переход к породам с большим содержанием этих компонентов сопровождается изменением состава ксенолитов и исчезновением шпинель-лерцолитового типа включений.

2. Включения встречаются в вулканитах различных форм проявления: в шлаковых и лавовых конусах, щитовых вулканах, в отдельных потоках покровных образований. Наиболее обильны они в шлаковых конусах.

3. Среди ксенолитов преобладает дунит-лерцолитовый тип включений шпинелевой фации глубинности. В подчиненном количестве встречаются “зеленые” и “черные” пироксениты, присутствуют редкие включения габброидов и переплавленных гранитоидов. Обычны мегакристы титан-авгита, анортклаза, оливина, шпинели, граната, редко циркона и корунда. Некоторые “зеленые” пироксениты содержат гранат, который неравновесен по отношению к сосуществующему с ним клинопироксену.

4. Полно (в широком диапазоне железистости-магнезиальности) представлена группа “черных”

пироксенитов, которые по своим текстурно-структурным и минералогическим особенностям, характеру взаимоотношения с лерцолитами, особенностям химизма в парах лерцолит–пироксенит, скорее всего, являются закристаллизованными первичными расплавами ранних стадий эволюции магматической системы.

5. Перекристаллизация и плавление включений сопровождается изменением их минерального состава в сторону образования парагенезисов плагиоклазовой фации глубинности. При этом для ксенолитов дунит-лерцолитового типа и “зеленых” пироксенитов он приближается к таковому для альпинотипных гипербазитов и включений в островодужных вулканитах. Ведущим механизмом эволюции включений является их декомпрессионное преобразование.

6. Можно выделить, по крайней мере, две стадии ощелачивания первичных расплавов и присутствующих в них ксенолитов. 1) Глубинную стадию, с которой, возможно, связан переход: высокотитанистые низкокальциевые толеиты (или расплавы, сходные по составу с наименее дифференцированными “черными” пироксенитами) – базаниты. На этой стадии железистость минералов ксенолитов последовательно увеличивается во всем объеме породы по мере возрастания щелочности вулканитов. 2) Стадию щелочного метасоматоза с амфиболовым или флогопитовым контролем, связанную с декомпрессионным плавлением и перекристаллизацией включений. В результате образуются варьирующие по составу стекла, химизм которых зависит от состава плавящегося материала, характера образующихся при этом вторичных кристаллических фаз и степени ощелачивания. Железистость минералов ксенолитов в этих зонах возрастает.

3.3. ПРОМЕЖУТОЧНАЯ ЗОНА ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ С ВНУТРИПЛИТНЫМИ ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ПРИЗНАКАМИ

При рассмотрении предыдущих разделов этой главы было показано, что промежуточная зона представлена двумя типами ксенолитосодержащих вулканитов: так называемым внутриплитным (внутриплитным геохимическим типом) и островодужным. Так как первый тип является промежуточным между проявлениями вулканизма в зонах окраинно-континентального рифтогенеза и

собственно островодужным, то удобно его рассмотреть на примере ряда объектов, которые в определенной степени характеризуют этот переход. В качестве примера такого перехода выбран следующий ряд районов: 1) мыс Наварин (Чукотка); 2) р.Валоваям (Камчатский перешеек); 3) район вулкана Бакенинг (юго-восточная Камчатка).

3.3.1. Базит-гипербазитовые ксенолиты в базанитах района мыса Наварин (Чукотка)

До исследований автора имелись лишь краткие сведения, касающиеся находок включений лерцолитов в щелочных базальтах этого района, а также особенностей их состава [Занюков и др., 1976]. Подробно этот район был изучен нами совместно с сотрудником ГИНа П.П.Федоровым летом 1990 года [Колосков и др., 1992; Федоров и др., 1993а, б].

Особенности геологического строения района и характер распространения включений

Рассматриваемый район располагается в северо-восточной части обширного Восточно-Азиатского грабенового пояса, в пределах его Российской окраины (рис.16, 17). Вулканическая деятельность в позднем кайнозое здесь в общем затухает: остаются только небольшие ареалы проявления преимущественно покровного, иногда центрального типа вулканизма. Одно из таких проявлений в районе мыса Наварин рассматривается в настоящем разделе.

Фундаментом для позднекайнозойских вулканитов является довольно однообразная, преимущественно вулканогенно-осадочная (туфопесчанники, туфы кислого и среднего состава, туффиты, туфоконгломераты, алевролиты, кремни) толща, выделенная магаданскими геологами-съемщиками в составе кейвутской свиты аптского возраста. Автором в этой толще были обнаружены отдельные пластовые тела долеритов и габбро, а также единичные потоки зеленокаменно измененных базальтов. В целом породы характеризуются очень пологим залеганием, а непосредственно в районе мыса Наварин полого погружаются в южном направлении.

Позднекайнозойские вулканиты несогласно залегают на породах основания. Геологами-съемщиками они не разделены, а рассматриваются

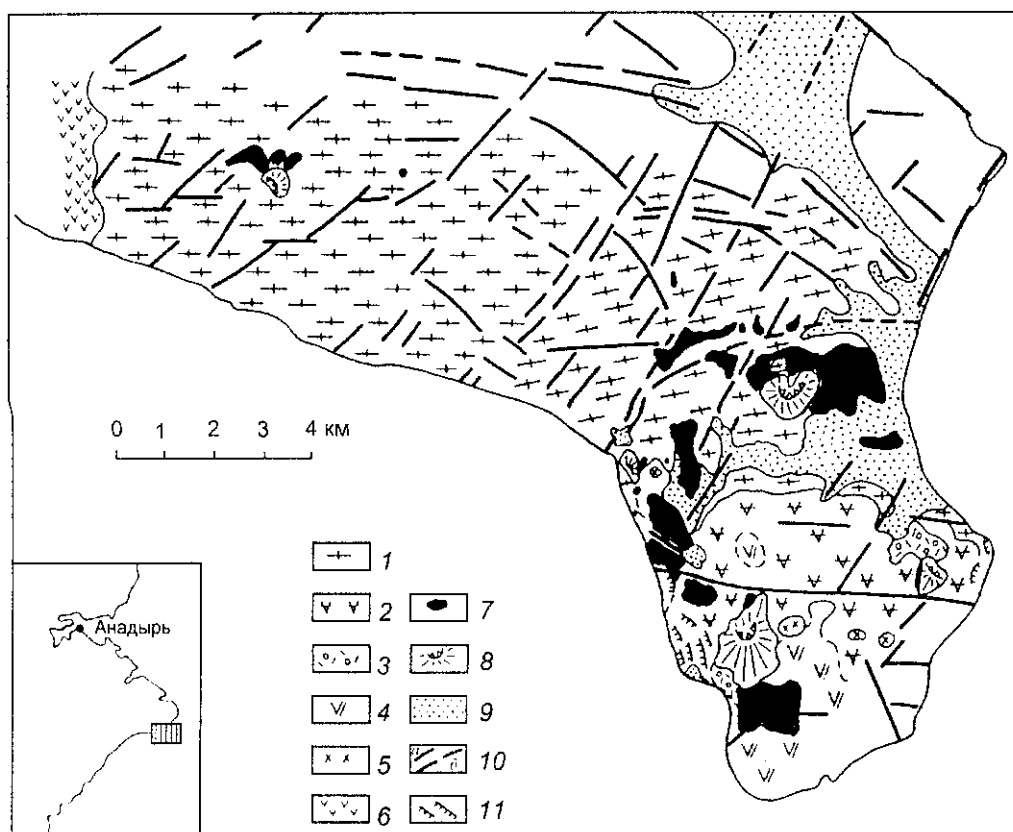


Рис. 16. Геологическая карта района проявления ксенолитов в базальтолах, мыс Наварин

1 – породы мелового фундамента; 2–5 – вулканические проявления керекской свиты: 2 – преобладающие лавы оливин-пироксенового состава, 3 – их пирокластические образования, 4 – существенно плагиоклазовые базальты, андезиты, 5 – экструзии амфиболовых андезитов; 6 – покровы плагиоклазовых базальтов на р. Росомаха; 7–8 – вулканические проявления наваринской свиты: 7 – покровы, 8 – шлаковые конуса; 9 – четвертичные, преимущественно аллювиальные образования; 10 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – береговые оползни

в виде наложенного комплекса раннечетвертичных базальтоидов. Образования этого комплекса на основании возрастных датировок, особенностей проявления, типа вулканизма, состава пород и характера распространенности базит-гипербазитовых ксенолитов автором разделены на две свиты: керекскую и наваринскую [Колосков и др., 1992; Федоров и др., 1993а].

Вулканические проявления керекской свиты (название свиты предлагается в честь древнего племени кереков, которые некогда обитали в этих районах) развиты локально в пределах самого мыса Наварин, а также горы Мыс Наварин (см. рис. 16). Представлены они отдельными потоками пироксен-плагиоклазовых, оливин-пироксеновых, оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов, а также существенно плагиоклазовых андезибазальтов и их пирокластическими образованиями. Встречаются также одиночные дайки и мелкие купола-экструзии амфиболовых андезитов. Полученные [Федоров и др., 1993а] возрастные дати-

ровки: $22,3 \pm 2,3$ млн лет – видимое основание комплекса и $11,5 \pm 0,5$ млн лет – верхняя его часть дают представление о возрастном интервале проявления вулканизма. Эти образования можно сопоставить с вулканогенно-обломочным комплексом верхнемиоценового возраста (корфская, нанкичнатваямская, тыкельнинская свиты) Пахачинского и Апукского хребтов Олюторской зоны [Кебезинская, 1990].

Вулканы наваринской свиты распространены шире и они более индивидуализированы в структурно-геоморфологическом плане (см. рис. 16). Они сложены небольшие покровы, состоящие, как правило, из одного потока базанитов мощностью от 1–2 до 15–20 м с минимумом пирокластического материала. Кроме того они заполняют отдельные западины, ложины, котловины рельефа, сформировавшегося уже на отложениях керекской свиты. Здесь мощность покровов повышается до 50–60 м, а может быть и более. По особенностям залегания можно выделить несколько подводных каналов:

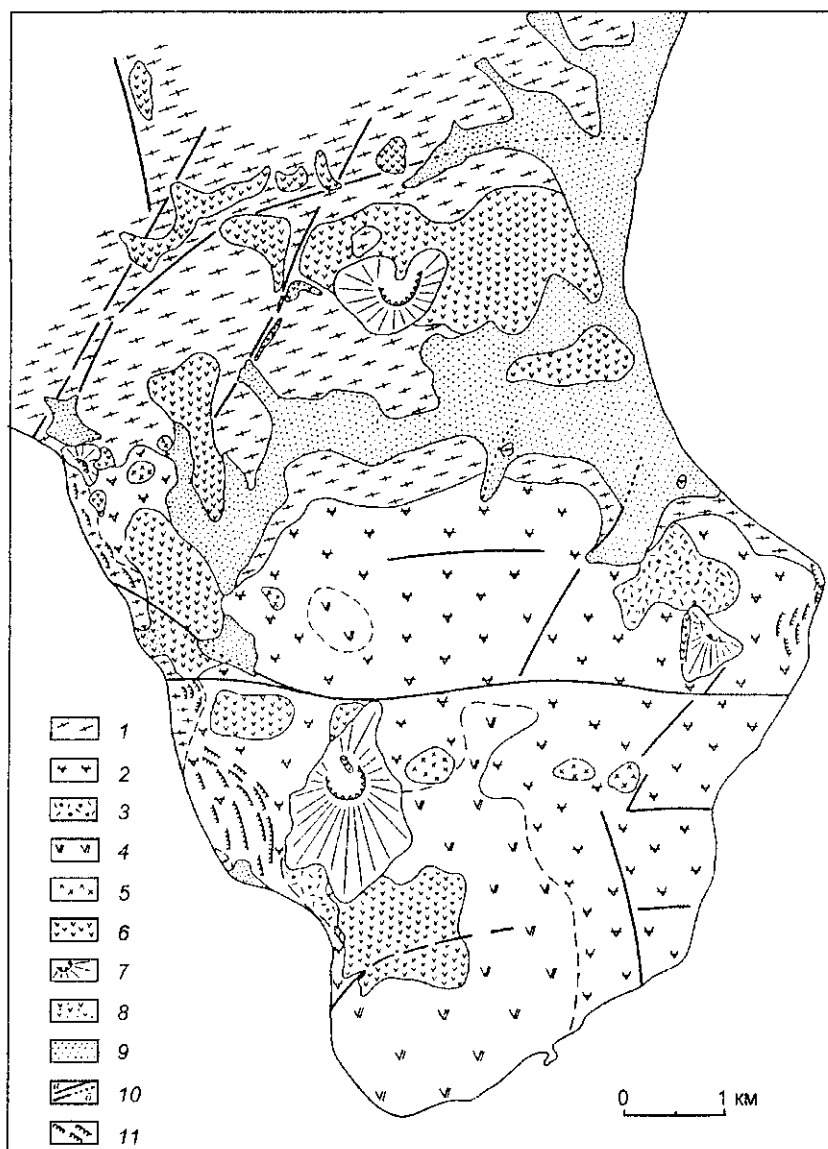


Рис. 17. Участок детальных работ района проявления ксенолитов в базальтоидах, мыс Наварин

1-5, 9-11 – то же, что на рис.16; 6-8 – вулканические проявления наваринской свиты: 6 – покровы, 7 – шлаковые конуса, 8 – питающие каналы

некков и даек, которые сложены теми же базальтами. Один такой прекрасно отпрепарированный некок в виде ножки гриба диаметром около 250 м вскрывается в береговых обрывах западной части мыса Наварин (см. рис.17). Эффузивы нековой фации окружены пирокластической “мантией” шириной около 50–70 м, которая местами подстилает и сам поток базальтов. В 1,5 км севернее в тех же обрывах обнаружен еще один некок размером 40×60–70 м. Питающие дайки базальтов имеют мощности до 100–150 м и прослеживаются по простиранию на расстоянии до 500 м. Кроме того выделено 5 эруптивных центров, представ-

ленных небольшими (высотой от 350 до 450 м и диаметром в основании от 0,5 до 1 км) шлаковыми конусами с хорошо выраженными кратерными воронками до 450 м в диаметре. Конуса могут быть насажены на меловой фундамент (гора Красная), на породы керекской свиты, либо на покровы базальтов наваринской свиты. Они сложены бурым мелкообломочным базальтовым пирокластическим материалом и обычно имеют по одному короткому потоку того же состава, вытекающему из-под пирокластических отложений. Исключение составляет обособленно располагающийся центр горы Красной (в западной части района на рис.16).

Он содержит три потока базанитов, самый большой из которых имеет длину свыше 1 км и мощность 10–12 м.

Возраст пород наваринской свиты определен [Федоров и др., 1993а] как раннечетвертичный. Вулканиды наваринской свиты по времени проявления можно параллелизовать с покровными образованиями вулканогенного комплекса эляйской свиты плиоцен-плейстоценового возраста Пахачинского и Апукского хребтов [Кебезинская, 1990].

В крайней западной части района (см. рис.16) особняком залегают покровы существенно плагиоклазовых базальтов. Скорее всего они являются возрастными аналогами базанитов наваринской свиты, но в состав ее пока нами не включаются.

В целом район характеризуется широко проявленной блоковой тектоникой с системой нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. Подводящие для вулканов молодого комплекса каналы располагаются, вероятно, в узлах пересечения разломов разного простирания, либо связаны с нарушениями северо-восточного простирания, которые являются наиболее молодыми.

Вулканиды керекской свиты не содержат включений. Напротив, многочисленные ксенолиты базит-гипербазитового состава и мегакристы клино- и ортопироксенов обнаруживаются в базанитах наваринской свиты независимо от фациального типа их проявления: в неках и подводящих дайках, в бомбах и шлаках конусов, в любом, даже самом маленьком потоке и практически в каждом обнажении. При этом наиболее крупные (до 40×30 см) ксенолиты лерцолитов встречаются в прижерловых фациях шлаковых конусов. Здесь они наиболее многочисленны и, как правило, ассоциируют с крупными (до 10–12 см) мегакристами черного титан-авгита или буроватого бронзита (до 5–6 см). В неках и подводящих дайках включения среднего размера (8–15 мм) наиболее обильны (2–3 на 1 м²) и разнообразны, но отсутствуют мегакристы. В потоках ксенолиты мельче (обычно 3–8 см), их меньше и они однообразны (шпинелевые лерцолиты, встречаются единичные ксенокристы авгита и ортопироксена). Причем, чем дальше поток от центра излияния, тем ярственнее проявлены эти отличия. Например, небольшой останец потока шлаковидных базанитов в крайней северо-западной части района (см. рис.17) содержит мелкие (не более 2 см) включения лерцолитов и отдельные кристаллы оливина (размером несколько миллиметров).

По составу ксенолиты разделяются на следующие типы: шпинелевые лерцолиты (до 90–95%

включений), единичные образцы дунитов, клино- и ортопироксенов со шпинелью, мелкозернистых габброидов (“бурундучного типа”) со шпинелью. Было встречено также единичное обособленное выделение (ксенолит ?) размером до 15 см “плагиоклазита”. Отмечаются тонко расслоенные ксенолиты с полосами существенно оливин-ортопироксенового или клинопироксенового состава, а также зональные пироксенит-лерцолитовые разности. Характерно отсутствие “черных” пироксенитов, слюдистых или амфиболовых разностей.

Базаниты, несущие включения, характеризуются высокими содержаниями MgO и TiO₂ и недосыщены глиноземом и кремнеземом (табл.10). По сумме щелочей они соответствуют самым щелочным ксенолитсодержащим лавам Вьетнама (см. табл.4), но при этом являются более магниевыми. На диаграмме P₁-P₂ (рис.18) фигуративные точки составов пород обеих свит образуют обособленные поля. При этом содержащиеся включения вулканиды наваринской свиты практически целиком располагаются в поле пород базанитовой серии, занимая примерно такое же положение, как и покровные базаниты Вьетнама. Породы керекской свиты занимают ту часть диаграммы, в которой располагаются вулканиды, обычно не содержащие включения лерцолитов.

Интересно отметить, что магниевость наваринских базанитов потоков большая, а глиноземистость меньшая, чем неков и конусов, особенно в удалении от питающих центров. Кроме того, первые обеднены кремнеземом и немного менее титаном (см. табл.10). По содержанию микроэлементов базаниты мыса Наварин сходны с геохимическим типом внутривулканических базальтоидов, хотя и отличаются пониженными концентрациями Nb, Zr и легких РЗЭ.

Типизация пород включений

Химические и микрокомпонентные анализы пород включений (табл.11, 12), хотя и не столь многочисленные, как для Вьетнама, дают общие представления об особенностях этих образований в рассматриваемом районе. Здесь также выделяется группа обедненных и обогащенных легкоплавкими компонентами пород дунит-лерцолитового ряда. В первой группе один из представленных анализов (см. табл.11, ан.1) соответствует крайне обедненному дуниту, другой – несколько менее обедненному лерцолиту (см. табл.11, ан.2). Во второй группе составы лерцолитов в общем сходны с вьетнамскими, хотя крайний член (см. табл.11, ан.7) содержит больше TiO₂ и CaO и несколько меньше

Таблица 10. Состав базанитов мыса Наварин, содержащих включения

№ образцов	55-90	10/3-90	22/2-90	41-90	54-90	22-90	749	752	764	771	772	799
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	44.44	43.94	44.58	45.61	47.88	45.91	45.70	45.20	44.94	46.52	44.68	47.14
TiO ₂	2.40	2.47	2.61	2.63	2.52	2.68	3.60	3.76	4.06	2.50	4.50	3.46
Al ₂ O ₃	12.34	12.67	13.56	12.11	13.90	13.85	11.87	12.49	12.72	11.90	13.61	12.93
Fe ₂ O ₃	2.72	2.56	4.24	3.61	1.79	3.50	2.87	4.03	2.40	2.02	2.14	2.22
FeO	9.10	8.96	7.69	8.35	9.94	8.64	8.25	7.37	9.66	9.34	9.89	9.01
MnO	0.07	0.14	0.17	0.15	0.15	0.15	0.19	0.19	0.18	0.17	0.20	0.18
MgO	14.14	13.36	11.32	10.90	9.34	8.76	12.50	12.08	10.42	12.84	8.36	10.43
CaO	7.92	7.82	8.36	9.38	8.36	8.40	8.26	8.07	8.46	8.84	9.61	8.45
Na ₂ O	3.87	4.77	4.13	3.93	3.46	4.13	3.55	3.43	3.68	3.21	3.75	2.93
K ₂ O	2.17	2.12	2.00	2.40	1.87	2.12	1.71	1.89	1.84	1.97	2.00	1.71
H ₂ O ⁻	0.36	0.16	0.20	0.20	0.28	0.26	0.19	0.57	0.28	0.20	0.15	0.86
H ₂ O ⁺	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.62	—	—	—	0.29	—	—
P ₂ O ₅	0.82	0.82	0.91	0.87	0.60	0.76	0.51	0.47	0.56	0.73	0.51	0.78
Сумма	100	99.79	99.77	100.14	100.09	99.78	99.92	99.55	99.20	100.53	99.40	100.1
Rb	32	33	37	34	29	36	35	36	32	27	38	27
Sr	681	680	728	923	535	658	722	734	704	512	756	574
Y	25	24	25	24	26	23	26	27	23	21	26	24
Zr	233	242	261	210	210	233	249	255	242	201	254	214
Nb	52	54	61	47	40	52	58	19	51	42	57	46
Ba	403	479	495	644	397	505	490	514	489	436	583	403

Примечание. В анализах 6-9 и 11 еще, соответственно, пп = 0.89; 0.63; 0.71; 0.73; 0.78; CO₂ = 0.035; 0.087; 0.035; 0.07; 0.052; в анализах 5, 7, 10, 11 - еще, соответственно, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.703740; 0.70342; 0.70358; 0.70379. Анализы 1-6 выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитик Г.В.Лец, 7-12 - в ГИН РАН. Микроэлементы определены методом атомно-абсорбционной спектрометрии в ИГЕМ РАН

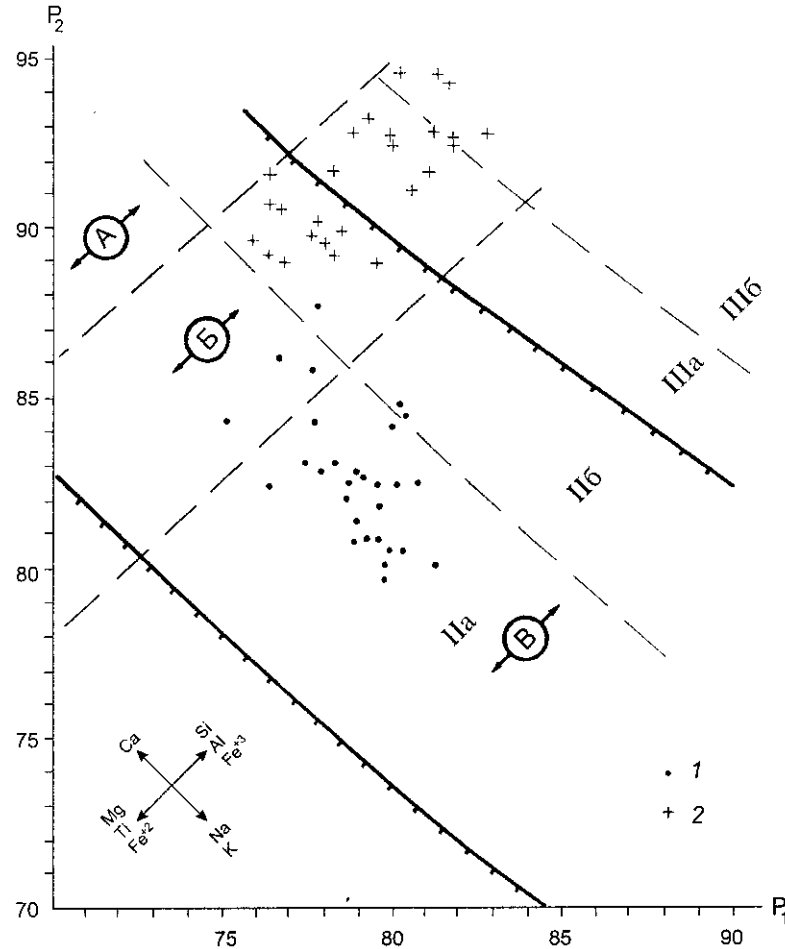


Рис. 18. Диаграмма P₁-P₂ для позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин
1 - базаниты наваринской свиты; 2 - базаниты керекской свиты. Остальные обозначения те же, что на рис. 1

Таблица 11. Состав базит-гипербазитовых включений в базанитах мыса Наварин

№ п.п.	I		II				III			IV		
	36/5	784	806	738	36/II	781	Б-2-К	787	36/6	793	732	10/1
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	43,00	42,90	43,88	43,16	43,36	43,62	42,89	51,12	46,68	49,11	45,58	46,82
TiO ₂	сл.	0,16	0,22	0,32	0,32	0,40	0,29	0,48	сл.	0,78	0,31	0,09
Al ₂ O ₃	0,55	1,64	3,80	1,84	3,30	2,98	5,08	2,89	5,25	6,50	12,31	18,13
Fe ₂ O ₃	0,58	0,27	0,26	3,93	0,50	3,58	1,40	2,60	1,52	3,02	4,11	0,88
FeO	7,29	8,13	7,49	6,21	7,70	6,04	6,68	3,54	4,55	3,11	4,87	4,64
MnO	0,10	0,23	0,12	0,14	0,05	0,14	0,13	0,07	0,09	0,14	н.о.	0,10
MgO	47,11	44,54	40,72	40,65	38,98	37,28	36,06	24,36	21,58	19,88	16,16	12,32
CaO	0,74	0,77	2,28	2,73	3,74	4,55	3,48	13,17	16,71	15,31	15,18	15,52
Na ₂ O	0,20	0,28	0,39	0,38	0,92	0,38	0,54	1,26	0,62	1,26	0,67	0,74
K ₂ O	0,12	0,11	0,14	0,30	0,04	0,15	0,12	0,22	0,12	0,15	0,15	0,24
H ₂ O	0,12	0,29	0,15	0,04	—	0,16	1,20	0,19	0,16	0,19	0,12	0,10
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	1,11	—	—	—	—	0,05
P ₂ O ₅	сл.	0,09	0,055	0,01	0,01	н.о.	0,29	0,01	сл.	—	—	сл.
п.п.п.	0,54	0,37	0,10	0,22	0,69	0,36			0,32	0,04	—	—
F	8,20	9,40	9,48	9,92	10,23	10,30	10,21	9,80	12,00	11,20	18,90	18,70

Примечание. В анализах 9–10 еще CO₂ = 0,16, 0,11; I – обедненные лерцолиты, II – обогащенные лерцолиты, III – “зеленые” пироксениты, IV – габбро.

Химические анализы 1, 5, 6, 9, 11, 12 выполнены в ИВ ДВО РАН, остальные – в ГИН РАН. F – железистость (мол.%). Название пород см. в таблице 12

Таблица 12. Содержание микрокомпонентов в ксенолитах из базанитов мыса Наварин и в щелочных оливиновых базальтах района вулкана Бакенинг

№ п.п.	№ обр.	Rb	Sr	Y	Zr	Ba	Se	Cr	Co	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Название породы
1	36/5	37	11	20														Лерцолит
2	738						13	2300	120	2	3,3		0,42	0,12	0,08	0,22	0,03	Оливинит
3	781						20	2800	110									Лерцолит
4	787						35	7800	49	3,3	6,8		0,76	0,22	0,13	0,46	0,07	“Зеленый” пироксенит
5	36/6	50	13	22	100													“Зеленый” пироксенит
6	793						47	3400	35	1,8	3,9		1,4	0,48	0,37	1,1	0,15	“Зеленый” пироксенит
7	732						54	880	55	1,6	3,4		0,36	0,12	0,09	0,34	0,05	Габбро
8	10/1	3		13	29	102		111										Габбро
9	48/2							5300	160	0,59	1,1	0,7	0,21	0,062	0,044	0,15	0,026	Пироксеновый оливинит
10	48/3							2500	43	0,86	2,6	2,7	0,95	0,36	0,26	0,73	0,11	“Зеленый” пироксенит
11	48/4							1200	47	0,66	2,4	3,0	1,2	0,40	0,34	1,0	0,16	Вебстерит
12	48/5							2000	33	0,93	3,2	3,6	1,6	0,60	0,43	1,2	0,18	Верлит
13	48/6							480	46	1,6	5,4	5,4	2,3	0,81	0,70	1,8	0,28	“Черный” пироксенит

Примечание. 1–8 – мыс Наварин, 9–13 – р-н вулкана Бакенинг. Определения сделаны методами атомно-абсорбционной спектрометрии и нейтронной активации в ГИН РАН и ИГЕМ РАН

Al₂O₃, чем соответствующие по магнезиальности лерцолиты Вьетнама. “Зеленые” пироксениты обоих районов, видимо, характеризуют довольно пеструю группу пород, и значимых отличий для

них не устанавливается, различаются лишь отдельные анализы. Оливин-пироксеновые габбро (см. табл.11, ан.11, 12) имеют низкие содержания TiO₂ и щелочей, но высокие MgO и CaO. По сравнению

Таблица 13. Состав мегакристов титан-авгита, полевошпатового обособления и его минералов в базанитах мыса Наварии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49.88	49.00	73.00	73.85	63.71	64.50	71.33
TiO ₂	1.68	0.86	0.08	ст.	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	8.14	6.89	14.42	13.68	21.57	20.27	15.75
Fe ₂ O ₃	1.56	1.63	0.66	0.14	–	–	–
FeO	4.56	5.33	0.58	0.92	0.13*	0.04*	0.63*
MnO	0.15	0.14	0.04	0.12	0.02	0.00	0.05
MgO	15.54	19.08	0.69	0.28	0.00	0.00	0.04
CaO	16.62	15.32	1.54	1.04	2.63	1.57	0.00
Na ₂ O	1.05	1.27	3.94	4.05	7.49	7.28	2.93
K ₂ O	0.08	0.24	3.33	4.36	2.51	4.12	6.44
Сумма	99.98	99.86	100.12	100.1	98.05	97.79	97.70

Примечание. 1, 2 – мегакристы титан-авгита; 3, 4 – полевошпатовое обособление (“плагноклазит”); 5, 6 – калиевый полевой шпат; 7 – стекло. В анализах: 1 – еще п.п.л. = 0.66, 2 – H₂O = 0.10, 3 – P₂O₅ = 0.06, H₂O = 0.45, CO₂ = 0.05, п.п.л. = 1.28, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.703640, 4 – H₂O = 0.34, H₂O* = 1.32, 7 – Cr₂O₃ = 0.63. * – все железо в виде FeO.

Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитик Г.И.Леца (1, 2) и с помощью микроанализатора “Самебах”, аналитик В.М.Чубаров

с вьетнамскими ксенолитами габброидов они более всего сходны с образцом 33/3 (см. табл.7), хотя гораздо более магнезиальные и менее щелочные и содержат меньше Sr и Ba. Интересен анализ так называемого (полевое определение) плагноклазита (табл.13, ан.3, 4). По валовому составу это гранит (трахириолит), который по сравнению с однотипными породами Вьетнама имеет большее содержание щелочей, но чрезвычайно обеднен всеми проанализированными микроэлементами. Образец представляет собой кварц-полевошпатовый агрегат в стекловатой массе, состав которой колеблется от трахидацита до трахириолита. Это обособление очень напоминает вьетнамские ксенолиты плавленных гранитоидов, однако резко отличается по своим изотопным характеристикам (см. табл.7, ан.12). Порода эта находится в стронциево-изотопном равновесии с базанитами (см. табл.10) и представляет, по-видимому, конечный малоуглубинный дифференциат базанитового расплава. Мегакристы титан-авгита (см. табл.13, ан.1, 2) как по макро-, так и по микроэлементам близок к составу включений “черных” пироксенитов Вьетнама.

Минералогические особенности ксенолитов

Среди изученных включений дунит-лерцолитового ряда есть представители обедненных и обогащенных легкоплавкими компонентами (табл.14, бп). В первой группе отмечается очень высокая магнезиальность клино- и ортопироксенов. Если сравнивать с обедненными ксенолитами Вьетнама (см. табл.8, обр.100/6), то для включений рассматриваемого района деплетированность выражается еще и в повышенной магнезиальности оливинов (правда, не такой значительной, как в пироксенах). Интересно, что при этом

железистость шпинелей в ксенолитах обоих районов одинаковая, хотя для Вьетнама они более хромистые. В группе обогащенных лерцолитов железистость клинопироксена и оливина обычная для подобного типа включений. Для клинопироксена она еще несколько понижается в зоне вторичной перекристаллизации.

“Зеленые” пироксениты (вебстериты) характеризуются более высокой железистостью минералов, чем лерцолиты, но она находится в том же интервале значений, что и для подобных пироксенитов из других районов. В одном из образцов вебстеритов (см. табл.14, обр.731) удалось наблюдать интересную картину вторичного плавления и перекристаллизации включения. Здесь клинопироксены содержат многочисленные полоски распада ортопироксена шириной до 20–30 мк. Плавление осуществляется выборочно по этим полоскам. Ортопироксен полностью растворяется, а на его месте образуется зона, состоящая из щелочного андезитового стекла с многочисленными мелкими зернами магнезиального клинопироксена и оливина, железистость которого, возможно, чуть ниже, чем в породе вдали от зоны плавления. На границе с вмещающей породой вебстериты имеют реакционные каемки с более железистым клинопироксеном, состав которого приближается к составу этого минерала во вмещающем базаните.

Для сравнения в таблице 14 представлен состав минералов из пироксенита с магнетитом небольшого (до 1,5 см в диаметре) включения, которое было обнаружено в оливин-пироксен-плагноклазовом базальте керекской свиты. Здесь в сростании находятся два типа пироксенов: 1) более железистые, натровые и титанистые и 2) не столь обогащенные этими компонентами. Генерации второго типа иногда образуют каемки на ядрах первого типа. Такая обратная зональность не очень

Таблица 14. Железистость минералов в различных типах ксенолитов из базанитов мыса Наварин

№ п.п.	№ образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Шпинель	Амфибол
I. Включения дунит-лерцолитового ряда						
1) группа, обедненная легкоплавкими компонентами						
1	30/90	7.6(7)	7.9(1)	8.5(4)	27(2)	–
2	55/90	9.3(11)	–	10.21(14)	–	11.4(2)
2) группа, обогащенная легкоплавкими компонентами						
3	42/1-90	9(7)	9.87(5)	9.85(3)	23.15(6)	–
4	781	10.15(23) 8.06(5) ^{**}	9.78(10) 9.97(1) ^{**}	10.33(1)	21.06(5)	–
5	Б-1	10.22(17)	9.99(5)	9.8(6)	21.2(3)	–
6	22/1-90	10.9(8) 10(2) ^{**}	–	11.5(3)	–	–
7	36/2-90	12.15(5)	–	11.21(10)	–	–
II. Включения пироксенитового ряда						
3) группа "зеленых" пироксенитов						
8	42/1-90	10.28(20)	10.7(3)	–	–	–
9	Б-2	11.52(32) 10.51(9) ^{**}	10.54(2)	10.88(2)	16.84(4) 23.2(3)	6.63
10	793	12(9)	11.5(10)	–	–	–
11	731	14.7(15) 10.6(11) ^{**} 18.1(2) [*]	13.6(7) –	15.5(1) 14.6(9) ^{**}	–	–
4) группа пироксенитов с магнетитом						
12	18-90	22.4(6)	–	24.4(1)	–	–
III. Плагноклазовые включения						
13	10/1-90	18(5) 14.4(1) ^{**} 24.6(1) [*]	–	21.4(4)	–	–

Примечание. * - в краевой каемке на границе с вмещающим базальтом; ** - в зоне вторичного плавления на границе со стеклом

понятна, тем более, что состав пироксенов из базальта более соответствует первому типу. В целом же минералы этой группы включений более железистые, чем в шпинелевых пироксенитах и такие же по составу, как в пироксенитах с магнетитом островодужного типа включений [Koloskov, Zharginov, 1993]. Минералы габброидного включения характеризуются повышенной магнизиальностью, что согласуется с высокими значениями этой характеристики для валового состава породы. Здесь в зонах вторичного плавления также заметно снижается железистость клинопироксенов. На контакте с вмещающей породой, в краевых каемках, напротив, эта характеристика заметно повышается.

Рассмотрим некоторые характерные особенности отдельных минералов, а также стекол из включений этого района.

Клинопироксены. На диаграмме P_1-P_2 (рис.19) составы клинопироксенов обеих групп ксенолитов дунит-лерцолитового ряда образуют два обособленных роя точек в поле III шпинелевых лерцолитов. При этом две точки составов клинопироксенов из группы обогащенных лерцолитов смещены в поле шпинелевых пироксенитов и

несколько точек – в поля VI и V. По-видимому, и здесь проявлены два процесса: температурная дифференциация в условиях шпинелевой фазии и декомпрессионное изменение составов с переходом на менее глубокий уровень. В отличие от вьетнамских ксенолитов, ни одна точка составов пироксенов не попадает ни в поле II, ни в область перекрытия шпинелевых и гранатовых ксенолитов в поле III. Это хорошо согласуется с данными о том, что среди включений мыса Наварин нет гранатосодержащих разностей. Среди составов пироксенов "зеленых" пироксенитов также четко выделяются две группы: обогащенных и обедненных легкоплавкими компонентами. Обе располагаются на границе между полями шпинелевых ультрамафитов (см. рис.19, III, IV) и ультрамафитов плагноклазовой фазии глубинности (V и VI). В этом плане интересно отметить, что в одном из зерен клинопироксена обогащенной группы, располагающегося уже в поле VI, было обнаружено мелкое включение плагноклаза An_{70} . На границу полей III и V попадают составы вторичных клинопироксенов, образовавшихся при плавлении (декомпрессионном?!) ортопироксена в пластинах распада первичного более железистого,

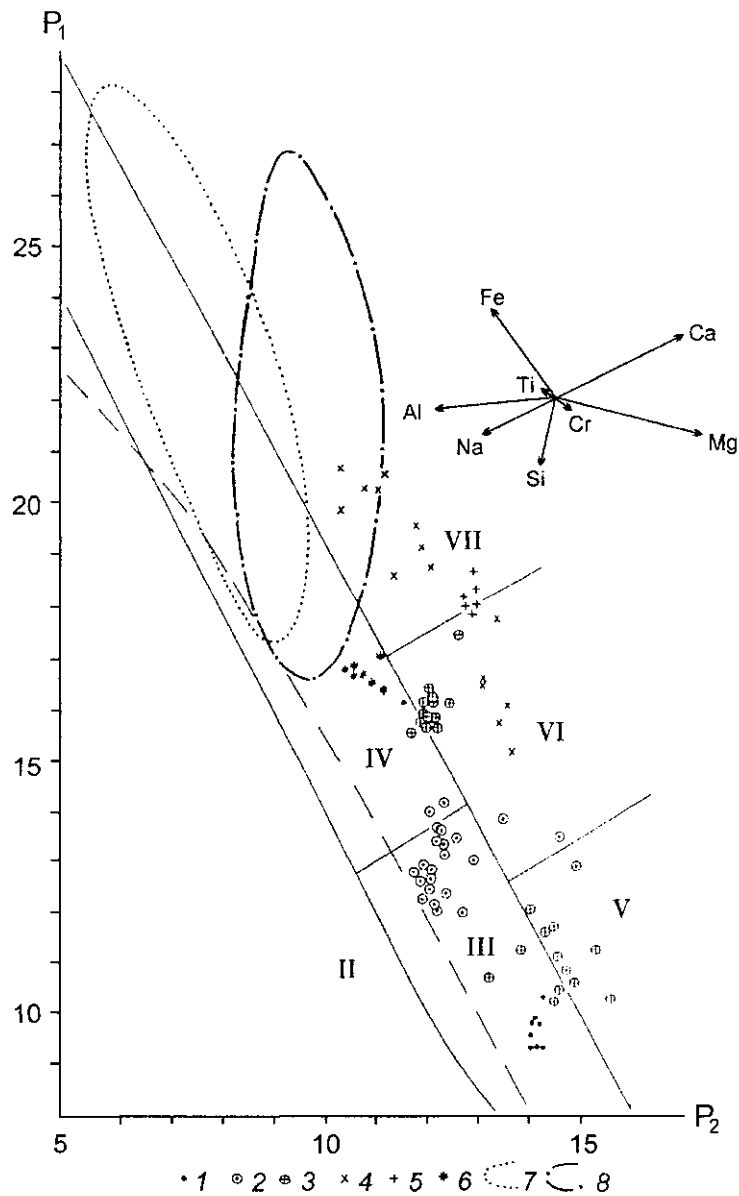


Рис. 19. Диаграмма $P_1 - P_2$ для клинопироксенов из различных типов включений в базальтах мыса Наварин

Точки составов клинопироксенов из: 1 – обедненных легкоплавкими компонентами гарцбургитов, 2 – обогащенных терцилитов, 3 – “зеленых” шпинелевых пироксенов, 4 – пироксенов с магнетитом, 5 – габбро, 6 – мегакристов. Поля составов пироксенов из: 7 – ксенолитсодержащих базальтов, 8 – не содержащих включений базальтов. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 4

глиноземистого и натрового, менее кальциевого, кремнеземистого и хромистого пироксена.

Клинопироксены из мегакристов попадают в поле IV (см. рис. 19), которое в случае вьетнамских ксенолитов было занято составами этих минералов из “черных” пироксенов. Пироксены магнетитсодержащих пироксенов образуют четко выраженный “температурный” тренд в полях VI и VII (см. рис. 19). Те же минералы из габброидного включения располагаются на границе полей VI и VII, в соответствии с их повышенной магнезиальностью.

Что касается пироксенов вулканических пород, то несмотря на некоторое перекрытие, области составов этого минерала из ксенолитсодержащих базальтов (наваринская свита) и из базальтов керекской свиты, содержащих только включения пироксенов с магнетитом, заметно отличаются.

Ортопироксен достаточно широко распространен во всех трех группах ультрамафитов (см. табл. 14, 6п). При переходе из одной группы в другую железистость его заметно повышается. В зонах вторичного плавления и перекристаллизации

включений он либо исчезает полностью, либо его железистость заметно понижается, но не так резко, как для клинопироксена (см. табл. 14, обр. 781). При этом в 2 раза (до 1,54%) возрастает содержание СаО и на 2–3% содержание SiO_2 по сравнению с неизменными участками одного и того же образца. В зональном ксенолите (см. табл. 14, обр. 42/1-90), ядро которого сложено лерцолитом, а краевая зона пироксенитом (с ортопироксеном), железистость малокальциевого пироксена выше, чем клинопироксена, хотя в незональных включениях это соотношение обратное, если высококальциевый пироксен не испытал заметной перекристаллизации (см. табл. 14, обр. 30/90).

Оливин встречается во всех типах ксенолитов и его железистость в целом возрастает по мере возрастания железистости включений. Одновременно увеличивается содержание MnO. В зонах вторичного плавления и перекристаллизации ксенолитов железистость рассматриваемого минерала заметно уменьшается, хотя и не в той степени, как пироксенов (см. табл. 14, бп). При этом увеличивается и содержание СаО (до 0,2–0,3%).

Шпинель – тоже достаточно часто встречающийся минерал ксенолитов. В некоторых пироксенитах ее место занимают титаномагнетиты. Шпинель из габброидного включения, к сожалению, проанализировать не удалось, хотя при просмотре шлифов была обнаружена зеленая (обычно высокоглиноземистая) шпинель. В ксенолитах мыса Наварин были встречены только глиноземистые (содержание Al_2O_3 колеблется от 44 до 63%) герциниты (см. табл. бп), причем наибольшим содержанием этого компонента (до 61–63%) отличаются шпинели “зеленых” пироксенитов, промежуточными (55–58% Al_2O_3) – из группы обогащенных лерцолитов и наименьшими (около 44% Al_2O_3)

– из группы обедненных лерцолитов. В той же последовательности обычно возрастает и железистость шпинелей. Близкую хромистость (около 10–11% Cr_2O_3) имеют эти минералы из зеленых пироксенитов и обогащенных лерцолитов. Большим содержанием этого компонента (до 26% Cr_2O_3) характеризуются шпинели обедненных лерцолитов. Содержание TiO_2 очень низкое (не более 0,11%) для герцинитов из всех типов включений.

Амфибол в виде единичных зерен был встречен лишь в двух образцах ксенолитов (см. табл. 14, бп). В соответствии с классификацией Б.Г. Лика [Leake, 1978], амфибол из ксенолита пироксенового оливинита (обр. 55/90) можно отнести к высококальциевой роговой обманке, а из включения “зеленого” пироксенита (обр. Б-2) – к куммингтониту. Первый характеризуется умеренной железистостью (см. табл. 14), высокой хромистостью и высокой калиевой щелочностью. Любопытно, что к краю зерна содержание K_2O уменьшается при возрастании железистости и титанистости. Амфибол из вебстерита характеризуется еще меньшей железистостью (см. табл. 14), низкой хромистостью и отсутствием калия.

Полевые шпаты – обычные минералы в зонах вторичного плавления и перекристаллизации любого типа включений. Они встречаются совместно со стекловатой фазой в виде единичных зерен (иногда как включения плагиоклаза в низконатровом клинопироксене) или ксеноморфных обособлений. Состав плагиоклазов колеблется в широких пределах: от почти чистых альбитов ($\text{Ab}_{63}, \text{Or}_{32,3}$) и альбит-олигоклазов ($\text{Ab}_{54-64}, \text{Or}_{14-31}$) до лабрадора An_{70} . В калиевых полевых шпатах содержание ортоклазовой молекулы колеблется от 45 до 52%. Неординарной особенностью габброидного включения является наличие прак-

Таблица 15. Состав стекол из различных типов включений в базальтах мыса Наварин

Тип включений № п.п.	Обогащенные лерцолиты		“Зеленые” пироксениты-вебстериты				“Плагиоклазит”					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	51.84	58.03	60.05	62.58	62.14	60.95	68.62	73.58	78.31	77.1	71.33	73.21
TiO_2	0.55	0.06	0.07	0.06	0.05	0.08	0.05	0.1	0.14	0.11	0.01	0.08
Al_2O_3	19.88	21.75	19.68	21.28	21.33	19.72	15.31	13.83	10.41	10.29	15.75	12.57
Cr_2O_3	н.о.	н.о.	0.02	0.03	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.51	н.о.
FeO	2.91	1.29	0.98	0.79	1.32	0.58	0.02	0.71	1.06	1.04	0.63	0.86
MnO	н.о.	0.04	н.о.	н.о.	0.03	н.о.	0.1	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04
MgO	3.78	1.55	1.81	1.4	2.16	1.43	0.35	0.01	0.19	0.2	0.04	0.02
CaO	2.63	4.89	2.8	2.49	2.42	2.33	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Na_2O	8.16	6.57	6.6	4.28	4.28	5.99	3.83	2.18	1.45	2.18	2.93	2.05
K_2O	4.8	1.98	3.76	3.99	3.81	4.91	6.75	6.15	4.84	5.46	6.44	5.75
Сумма	94.54	96.17	95.77	96.9	97.56	95.99	95.84	96.61	96.44	96.45	97.7	94.58

Примечание. 1 – обр. 36/11-90 в зоне вторичного плавления; 2 – обр. 781 – включение стекла в клинопироксене; 3–6 – обр. 731 в зоне вторичного плавления; 7–12 – обр. 36/3-90 – пористая масса

тически незонального анортита (An_{93-94}), который на границе с вмещающей породой обрастает каемкой олигоклаз-андезина (An_{30}). Это, возможно, первая находка анортитсодержащего включения в лерцолитовой ассоциации ксенолитов. Так называемое "плагиоклазитовое" обособление содержит около 30% калиевого полевого шпата, ничем не отличающегося от подобного минерала в зонах плавления ультраосновных включений.

Стекловатая фаза в лерцолитах в одном из образцов имеет состав трахиандезита, а в другом – фонолита. Стекло в "зеленых" пироксенитах (вебстеритах) близко к составу щелочного трахита (табл.15). Интересны стекла в "плагиоклазите". Некоторые из них характеризуются крайне высоким содержанием кремнезема и низким MgO (см. табл.13, обр.7).

Необходимо отметить еще одну весьма характерную особенность наваринских ксенолитов. В одном из зерен оливина были обнаружены мелкие (не более 20–25 микрон) каплевидные включения никелистого железа (60.28% Ni; 39.92% Fe; 0.07% Ti – среднее из 2-х определений). Эта находка (повидимому, первая в подобного рода ксенолитах) свидетельствует о весьма восстановительной обстановке существования ксенолитов.

3.3.2. Базит-гипербазитовые ксенолиты в базанитах бассейна р.Валоваям (Корякия)

Особенности геологического строения района и характер распространения включений

Рассматриваемый район располагается в западной части Вывенско-Валоваямской вулканической зоны, для которой характерно широкое развитие нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Особенно интенсивно разломная тектоника проявилась в западной части района, где серией круто падающих на юго-восток сбросов фиксируется борт депрессии, заполненной молодыми вулканическими образованиями. Ширина этой краевой тектонической зоны около 3–3,5 км.

Наиболее древние породы верхнемелового возраста (ирунейская свита) обнажаются в юго-западной, наиболее приподнятой части краевой тектонической зоны. Это интенсивно перемятые, с участками дробления и перетиранья туфопесчаники, алевролиты, кремнистые породы с прослоями

порфириров. Выше них с угловым и стратиграфическим несогласием залегают пачка грубо слоистых осадочных пород – конгломератов, гравелитов, песчаников мощностью до 150–200 м.

Выше эта осадочная пачка сменяется породами так называемого "стратифицированного" комплекса (березовская свита и алнейская серия). Он представляет собой чередующиеся потоки существенно плагиоклазовых, преимущественно пироксеновых или пироксен-плагиоклазовых андезитов и андезибазальтов, иногда оливин-плагиоклазовых базальтов, разделенных горизонтами туфопесчаников, туфогравелитов, мелкообломочных туфобрекчий. Мощность отдельных слоев колеблется от 0,8–1 м до 80 м, а всего комплекса около 850–900 м. В пироксеновых андезитах отмечаются включения пироксенитов (до 1–2 см), мегакристаллы и их сростки (до 1,5–2 см) клинопироксена.

Ксенолиты лерцолитов впервые были найдены автором в этом районе во время полевых работ 1987 года [Колосков и др., 1988]. В верховьях реки Утваям в поле развития пород "стратифицированного" комплекса был обнаружен небольшой разрушенный конус (до 400 м в диаметре и высотой до 30–40 м) лейцитовых базанитов с обильным содержанием базит-гипербазитовых включений. Состав базальтов представлен в таблице 16. Включения (размером от нескольких миллиметров до 30–40 см) составляют до 20–30% объема породы, так что местами она имеет облик лавобрекчий. Форма включений округлая, угловатая. Среди них можно выделить: 1) "зеленые" пироксениты со шпинелью 40–45%; 2) "черные" пироксениты и сростки клинопироксена 30–35%; 3) лерцолиты 25%; 4) плагиоклазовые пироксениты и лерцолиты – единичные образцы; 5) дуниты и гарцбургиты – единичные образцы. Кроме того встречаются единичные кристаллы клинопироксена (до 2–3 см), оливина (до 3–5 мм), полевого шпата (до 4–5 мм), титаномагнетита и пикроильменита (до 7–8 мм).

В горах Гульвитахены южнее высоты 1001,0 м в пределах "стратифицированного" комплекса было обнаружено также несколько даек существенно пироксеновых либо субафировых базальтов и базанитов мощностью от 1,5 до 3 м субширотного и субмеридионального простирания. Иногда они прослеживаются на расстояние до 300 м. В субафировых базанитах встречены включения лерцолитов, пироксенитов и одиночные мегакристаллы полевого шпата (до 3 см), оливина (3–4 мм) и черного клинопироксена (5–6 мм). Состав этих базальтов представлен в таблице 16.

Выше по разрезу располагается покровный комплекс, в составе которого выделяются однооб-

Таблица 16. Состав ксенолитсодержащих пород и пироксенитового включения, Южная Корякия

№ образца	8710	8711	8711/1	8710м	8734
№ п. п.	1	2	3	4	5
SiO ₂	47.14	45.96	46.68	49.04	64.18
TiO ₂	2.34	1.93	2.49	0.99	0.81
Al ₂ O ₃	16.75	16.40	15.52	7.25	17.47
Fe ₂ O ₃	3.50	2.99	3.06	2.57	2.14
FeO	6.55	7.11	6.94	4.74	1.48
MnO	0.10	0.18	0.21	0.13	0.05
MgO	7.65	8.86	8.34	14.96	1.36
CaO	8.66	9.70	9.72	18.56	4.68
Na ₂ O	3.68	3.26	3.17	0.80	4.05
K ₂ O	2.21	2.30	2.30	0.21	1.92
H ₂ O	0.56	0.18	0.50	0.30	0.80
H ₂ O*	0.14	0.45	0.53	н.о.	0.44
P ₂ O ₅	0.55	0.60	0.58	0.09	0.22
Сумма	99.83	99.92	100.04	99.64	99.60
Cr	—	—	79	789	—
Ni	129	—	197	—	—
Rb	32	—	31	—	—
Sr	—	588	668	—	—
Y	25	23	27	—	—
Hf	—	—	3.11	—	—
Zr	209	185	190	—	—
Nb	37	37	—	—	—
Ba	354	372	441	—	—
La	—	—	25.90	—	—
Yb	—	—	0.78	1.10	—

Примечание. 1 – лейцитовые базаниты, купол; 2, 3 – оливинитовые базаниты, дайка; 4 – пироксенит, включения в лавах купола (F = 18.1, мол. %); 5 – амфиболовый дацит, поток; 1–4 – р.Валоваям; 5 – р.Поклеваям.

Химические анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитики А.А.Карташова, Г.Ф.Князева, Г.В.Лец. Микроэлементы определены методом атомно-абсорбционной спектроскопии в ИЛС РАН, аналитики Н.И.Гулько, Л.Б.Ефремова

разные афировые (плитчатые) андезитобазальты и базальты, мощность которых колеблется от 8–10 до 400 м. Наряду с обычным островодужным типом вулканитов в составе этого комплекса присутствуют отдельные потоки высокотитанистых базанитов. Есть сведения [Kerezhinskas et al., 1995], что и они содержат включения лерцолитов. Покровные вулканиты почти горизонтально ложатся на различные горизонты “стратифицированного” комплекса, что может свидетельствовать о соответствии этих вулканитов более молодому этапу, чем тот, с которым связаны проявления “стратифицированного” комплекса.

Как видно из таблицы 16, ксенолитсодержащие базаниты р.Валоваям более глиноземистые и кальциевые, но менее титанистые и магниальные, чем соответствующие вулканиты мыса Наварин. Они менее щелочные (особенно в отношении натровой щелочности) и содержат меньше P₂O₅. На диаграмме многомерного статистического анализа (рис.20) несколько точек составов ксенолитсодержащих вулканитов рассматриваемого района располагаются в поле щелочных оливиновых базальтов, в то время как базальтоиды без ксенолитов оккупируют поле субдукционных вулканических серий. Хотя в целом ксенолитсодержащие вулканиты р.Валоваям близки к так называемому внутри-

плитному геохимическому типу, они характеризуются пониженным, по сравнению с наваринскими базанитами, уровнем накопления высоkozарядных элементов (Zr, Nb), обеднены легкими РЗЭ, содержат меньше Ni и Ba, но больше V и Sr.

Что касается состава пироксенита (табл.17, обр. 8710м), то по содержанию TiO₂ и железистости (F=18.1 мол.%), он относится, скорее всего, к “черным” пироксенитам (представляя наиболее магниальную их часть), но отличается от вьетнамских (см. табл.5) меньшим содержанием Na₂O и присутствием пиропового граната, что ранее не отмечалось для подобного типа ксенолитов.

Типизация пород включений по минералогическому составу

В таблице 18 представлены данные о железистости минералов из различных типов включений рассматриваемого района, а в таблице 7п их составы.

Среди включений дунит-лерцолитового ряда здесь тоже можно выделить группу обедненных и обогащенных легкоплавкими компонентами. Как видно из таблицы 18, вторая группа в целом характеризуется более железистым составом всех минералов, чем первая. Появление амфибола или

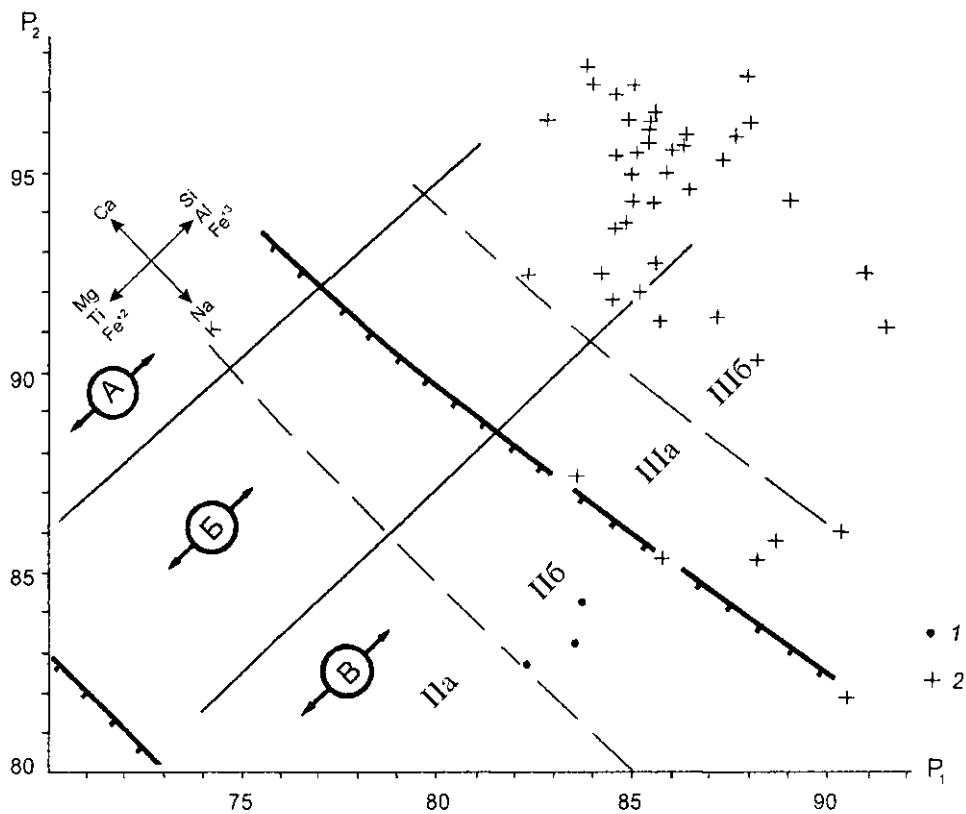


Рис. 20. Диаграмма $P_1 - P_2$ для позднекайнозойских вулканитов р.Валоваям

1 - лейцитовые базаниты с включениями перцолитов; 2 - андезибазальты и андезиты "стратифицированного" комплекса

флогопита не сопровождается неординарным повышением железистости сосуществующих минералов. В одном образце (см. табл.18, обр 8710г) в зоне щелочного плавления железистость клинопироксена и шпинели немного ниже, чем в удалении от зоны его проявления. Оливины обычно отличаются от пироксенов большей железистостью, а в зонах плавления и перекристаллизации ксенолитов эта характеристика практически не меняется. В целом в этой группе включений валоваямские ксенолиты заметно более железистые (по составу всех минералов), чем наваринские.

В группе "зеленых" пироксенитов наблюдается существенное перекрытие по железистости всех минералов по отношению к "обогащенным" перцолитам (см. табл.18). Включения сложного перцолит-пироксенитового (см. табл.18, обр.8710б) или ортопироксенит (с оливином) - клинопироксенитового состава (см. табл.18, обр.8710л) характеризуются повышенной железистостью минералов пироксенитовой части. В краевых каемках на границе с вмещающим базанитом особенно резко возрастает железистость клинопироксенов (см. табл.18, обр.8710л; 8710ж; 8710к-1). По сравнению с наваринскими ксенолитами этой группы, где

преобладают вебстериты, здесь значительно чаще встречаются клинопироксениты.

В группе "черных" пироксенитов железистость клинопироксенов соответствует таковой в краевых каемках "зеленых" пироксенитов. Ортопироксены тоже максимально железистые, а шпинели, напротив, сравнительно мало железистые. В этой группе включений слабо проявлены процессы вторичного плавления, поэтому они не содержат вторичный оливин, а ортопироксены встречаются в виде вростков распада или изометричных выделений в клинопироксене.

Магнетитсодержащие пироксениты включений, которые встречаются в ассоциации с андезитами островодужного типа, не содержат оливин, а по железистости пироксенов соответствуют краевым каемкам "зеленых" пироксенитов или "черным" пироксенитам. Ортопироксены были встречены в этом типе включений либо в виде полосок распада в клинопироксене, либо в наиболее резорбированной (на границе с вмещающей породой) части ксенолита (см. табл.18, обр.3503).

Плаггиоклазовый тип включений (оливиновое габбро) характеризуется максимально высокой железистостью темноцветных минералов, значи-

Таблица 17. Состав включений ультрамафитов в базанитах р.Валоваям и в щелочных оливиновых базальтах района вулкана Бакенинг

Районы	р. Валоваям			Район вулкана Бакенинг				
	№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7
№ обр.	8710п	8710м	48/2	48/1	92-23г	92-23е	48-108	
Тип включений	III	IV	I		II		III	
SiO ₂	50.90	49.04	38.63	41.47	38.84	43.08	48.02	
TiO ₂	0.51	0.99	0.40	0.44	0.30	н.о.	0.40	
Al ₂ O ₃	5.23	7.25	1.22	0.72	2.29	8.45	6.87	
Fe ₂ O ₃	2.15	2.57	2.15	1.60	0.63	2.44	2.05	
FeO	5.17	4.74	12.67	13.02	13.45	5.21	6.65	
MnO	0.10	0.13	0.20	0.20	0.16	0.17	0.15	
MgO	19.38	14.96	43.46	40.69	39.75	26.42	23.36	
CuO	14.98	18.56	1.26	0.92	3.94	13.72	11.86	
Na ₂ O	0.75	0.80	0.20	0.20	0.64	0.54	0.85	
K ₂ O	0.12	0.21	0.24	0.24	0.03	н.о.	н.о.	
H ₂ O ⁻	0.13	0.30	0.08	0.18	н.о.	н.о.	н.о.	
H ₂ O ⁺	0.39	н.о.	н.о.	н.о.	–	н.о.	н.о.	
P ₂ O ₅	0.01	0.09	0.07	0.05	0.01	0.09	0.05	
F	15.09	18.10	14.97	15.93	16.24	11.82	15.39	

Примечание. В анализе 12 еще п.п.п. = 0.29; группы: I – пироксеновые оливиниты, II – железистый гарибургит, III – “зеленые” пироксениты, IV – “черные” пироксениты; анализы 3, 4, 7–11, 13 – из образцов П.К.Кебезинскаса. Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитики Г.В.Лец, Т.Г.Осегрова. F – железистость (мол %)

тельно превосходящей таковую в наваринских ксенолитах того же типа (см. табл.18, обр.8710о и 8710п).

Особенности отдельных минералов включений

Клинопироксены обнаруживают в своем составе наиболее существенные различия как внутри отдельных типов включений рассматриваемого района, так и при сравнении с соответствующими породами наваринских включений. На диаграмме P_1 – P_2 (рис.21) клинопироксены из дунит-лерцолитовой группы включений, обедненных легкоплавкими компонентами, располагаются обособленно от пироксенов обогащенных ксенолитов в полях III и V, в основном группируясь вдоль границы этих полей. Тренды эволюции этих составов, связанные с декомпрессионным плавлением и перекристаллизацией, определенно направлены из поля III в поле V. Интересно, что в этой же области располагаются точки составов пироксенов из зональных дунит-пироксенитовых включений, главным образом из их дунитовой части, а также из участков интенсивного плавления и перекристаллизации. При этом главный тренд изменения составов пироксена в пироксените (в одном зерне при приближении к зоне плавления) направлен из поля IV в поле III (на границу полей III и V), а несколько более коротких трендов в дуните имеют такую же ориентировку, как в пироксене из обедненных перидотитов. Часть точек составов пироксенов обогащенных лерцолитов (см. табл.18, обр.8710р) и пироксенитов зональных включений группи-

руется в угловой части поля IV и характеризуется направленностью трендов изменения состава в сторону поля VI. Поскольку это направление не связано с локальными зонами плавления, то возможно оно отражает первичную неоднородность состава этих минералов. Другая часть точек пироксенов обогащенных лерцолитов (см. табл.18, обр.8710с) группируется в поле VI. Возможно, такое необычное расположение составов пироксенов шпинелевых лерцолитов в поле пироксенитов включений островодужного типа вызвано интенсивной метасоматической проработкой этого ксенолита с его амфиболлизацией и флогопитизацией. Однако такое же необычное положение занимают пироксены из “зеленого” пироксенита со шпинелью и гранатом (см. табл.18, обр.8710м) и зеленого вебстерита (см. табл.18, обр.8710к). Возможно, они продолжают общий тренд изменения составов этого минерала, который наблюдается в угловой части поля IV для включений обогащенных лерцолитов и зональных пироксенитов. Часть составов пироксенов из включений “черных” пироксенитов, как им и положено, располагается в поле IV шпинелевых пироксенитов вблизи границы с полями VII и VI и имеет тренды, направленные вдоль этой границы, а также в сторону полей малоглубинной фации. Другая часть точек аналогичных образований смещена в поля VI и VII, очевидно завершая тренды эволюции составов.

Пироксены из пироксенитов с магнетитом целиком располагаются в полях VI и VII включений островодужного типа, а из плагиоклазовых ксенолитов занимают поле VII, независимо от того,

таблица 17 (окончание)

Районы	Район вулкана Бакенинг					
№ п.п.	8	9	10	11	12	13
№ обр.	48-84	48-3	48-5	48-4	92-23р	48-6
Тип включений	III			IV		
SiO ₂	47.87	49.31	48.79	48.97	44.38	48.48
TiO ₂	0.30	0.08	0.27	0.17	0.66	1.21
Al ₂ O ₃	7.29	5.78	6.73	6.55	10.02	11.04
Fe ₂ O ₃	2.02	2.50	2.55	2.00	2.73	3.24
FeO	6.45	5.85	4.52	5.90	6.29	6.35
MnO	0.19	0.16	0.14	0.16	0.12	0.17
MgO	23.69	21.95	16.20	19.74	17.56	15.10
CaO	11.78	13.30	18.80	15.58	14.90	15.24
Na ₂ O	0.69	0.64	0.90	0.69	3.52	1.07
K ₂ O	н.о.	н.о.	0.24	н.о.	0.04	0.24
H ₂ O ⁻	н.о.	0.16	0.20	0.18	н.о.	0.23
H ₂ O ⁺	н.о.	н.о.	0.12	н.о.	—	н.о.
P ₂ O ₅	0.09	0.03	0.03	0.05	0.01	0.05
F	14.86	15.55	16.41	16.19	19.36	22.50

Таблица 18. Железистость минералов в различных типах ксенолитов из базальтов р. Валовая

№ п.п.	№ образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Шпинель	Примечание
I. Включения дунит-лерцолитового ряда						
1) группа, обедненная легкоплавкими компонентами						
1	87106	—	12.6(2)	11.88(3)	29.38(11)	
2	8711	9.61(4)**	10.6(1)	12.16(3)**	—	
		10.5(2)	10.2(3)	10.7(4)	47.3(2)	
		8.8(1)**	—	—	—	
2) группа, обогащенная легкоплавкими компонентами						
3	8710г	11.04(4)	—	11.99(5)	38.98(2)	Амфибол 18.6(6) **
		10.7(2)**	—	12.1(2)**	36.8(1)**	
4	8710/3	11.39(5)	—	10.84(2)	21.63(3)	
		8.24(11)	10.4(3)**	10.84(5)**	—	
5	8710/р	12.27(20)	12.77(4)	13.08(14)	27.16(19)	
		10.98(1)**	—	—	—	
6	8710с	12.7(6)	—	12.3(11)	36.7(13)	Амфибол 16.7(9)
7	8710т	—	15.88(6)	16.62(2)	—	Флогопит 14.4(5)
8	8710/4	16.9(12)	—	17.3143	36.63(4)	
II. Включения "зеленых" пироксенитов						
9	8710б	13.3(13)	—	13.6(4)	45.2(1)	
		10.1(9)**	10.6(1)**	12.2(10)**	—	
10	8710д	13.87(5)	—	17.23(1)	—	
		20.16(1)*	—	—	—	
11	8710х	15.6(7)	15(4)	—	—	
12	8710ж	16.6(2)	—	—	—	
		23.6(1)*	—	—	—	
13	8710н-1	17.5(7)	—	15.6(2)	—	
		24.5(2)*	—	—	—	
III. Включения "черных" пироксенитов						
14	8710м	21.2(3)	19.4(4)	—	33.3(3)	
15	8710/4	22.3	—	—	30.8(3)	
IV. Включения пироксенитов с магнетитом						
16	8689г	18.2(2)	19.8(2)	—	—	
17	3514	19.8(1)	—	—	—	
		26.7(3)*	—	—	—	
18	3503	23(4)	27.6(5)*	—	—	
		29.7(3)*	—	—	—	
V. Плагноклазовые включения						
19	8710о	27.8(4)	—	38.2(6)	—	
20	8710п	29.5(27)	—	24.6(7)	47.6(9)	

Примечание. * — в краевой каемке на границе с вмещающим базальтом; ** — в зонах вторичного плавления на границе со стеклом

содержат ли они глиноземистую шпинель или только магнетит.

При сравнении рисунков 19 и 21 в первую очередь выступают уже отмечавшиеся особенности

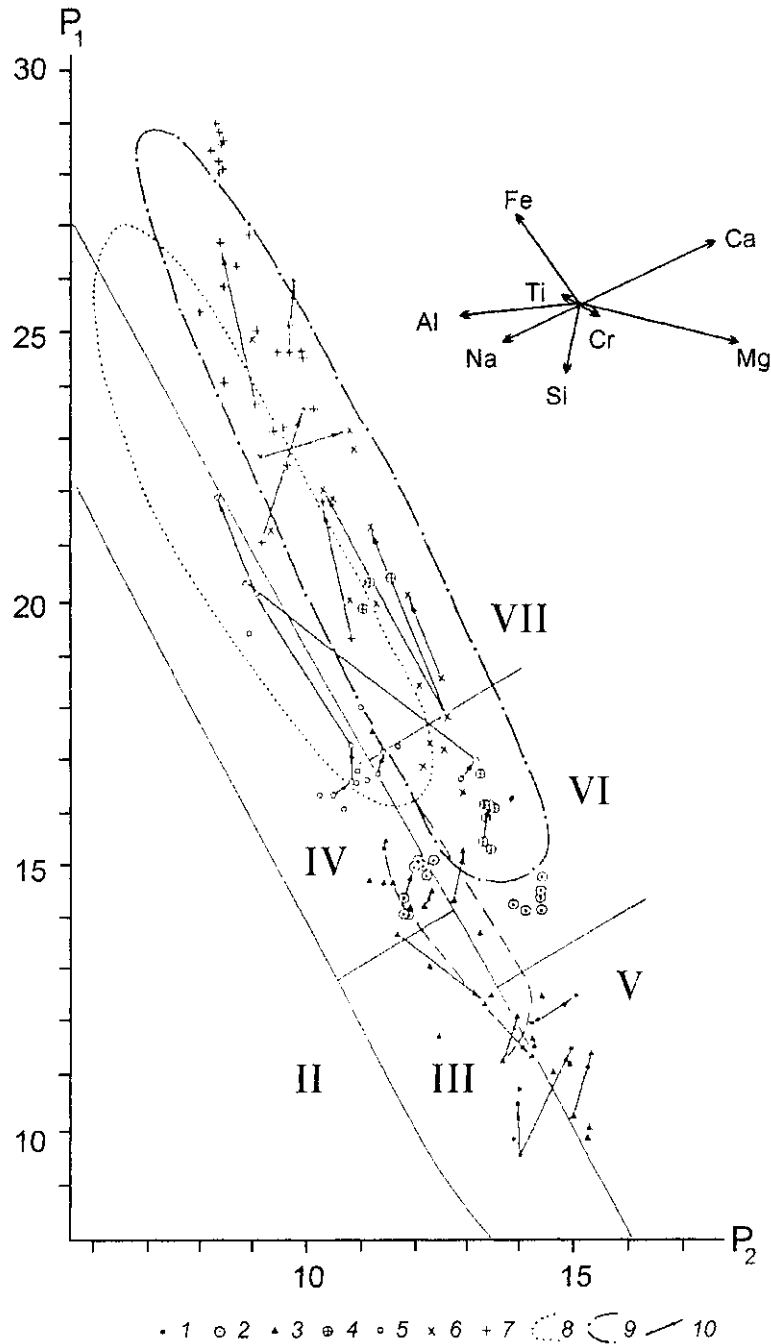


Рис. 21. Диаграмма $P_1 - P_2$ для клинопироксенов из различных типов включений в базальтах района р.Валоваям

Точки составов клинопироксенов из: 1 - обедненных легкоплавкими компонентами гарцбургитов, 2 - обогащенных лерцолитов, 3 - включений сложного состава, 4 - "зеленых" пироксенов, 5 - "черных" пироксенов, 6 - пироксенов с магнетитом, 7 - плагиоклазовых включений. Поля составов пироксенов из: 8 - ксенолитсодержащих базальтов, 9 - не содержащих включений базальтов, 10 - тренды изменения составов пироксенов в одном образце. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 4

валоваямских клинопироксенов - их повышенная железистость. Об этом свидетельствует общая сдвигнутость всех фигуративных точек на рисунке 21 почти параллельно границам полей в сторону преимущественного обогащения железом по сравнению с составами пироксенов, представленных на рисун-

ке 19. Кроме того, наваринские клинопироксены изначально обеднены легкоплавкой составляющей, а валоваямские минералы того же типа дополнительно обедняются этими компонентами в ходе их декомпрессионного преобразования (тренды смещения составов из полей III и IV в поле V).

Ортопироксены помимо высокой железистости характеризуются еще повышенной титанистостью (до 0.2–0.3% TiO_2) и кальциевостью (до 1.8% CaO) как первичного, так и перекристаллизованного минерала. Некоторые вторично перекристаллизованные ортопироксены отличаются очень низкой глиноземистостью (до 0.2–0.3% Al_2O_3).

Оливины характеризуются параллельным возрастанием железистости, содержания кальция и марганца (в обогащенных лерцолитах при железистости 10.84%, 0.01% CaO и 0.0% MnO; а в той же породе при $f = 13\%$, 0.18% CaO и 0.20% MnO; в плагиоклазовом ксенолите при $f = 25.6$, 0.6% CaO и 0.7% MnO).

Шпинель встречается во всех типах включений кроме магнетитсодержащих пироксенитов. Максимально высокие количества Al_2O_3 (до 66% в центральных частях зерен с понижением до 58–60% в краевых зонах) наблюдаются в крупном (до 1,5 см) мегакристе этого минерала. Высокой глиноземистостью (около 61% Al_2O_3) отличаются герциниты “зеленых”, а также одного из “черных” пироксенитов (обр.8710/4). В тех же пироксенитах, но в зонах плавления и перекристаллизации, а также в зональных ксенолитах в участках обедненного лерцолита глиноземистость шпинелей понижается до 50–53%. Невысокие содержания Al_2O_3 (51–53%) имеют также шпинели “черного” пироксенита, в ассоциации с которыми было встречено зерно граната (обр.8710м). Это гораздо ниже, чем в гранатсодержащих вьетнамских “серых” пироксенитах (66% Al_2O_3). Напомним, что в обоих районах гранат является метастабильной фазой. Тем более, что ассоциирующий с ним клинопироксен значительно обеднен жадеитовой составляющей. В группе обогащенных лерцолитов шпинель содержит 54–55% Al_2O_3 , причем в зонах плавления количество этого компонента понижается до 21–30%. Здесь же иногда появляются хромистые (до 35% Cr_2O_3) титаномагнетиты. В группе обедненных лерцолитов содержание Al_2O_3 в шпинели понижается до 29–31%, а в некоторых наиболее магнезиальных образцах (см. табл.18, обр.8711) до 12–13%. Это уже хромиты, имеющие до 50–52% Cr_2O_3 , но отличающиеся крайне высокой железистостью (до 47.3 мол.%). Шпинели плагиоклазовых включений содержат до 42–52% Al_2O_3 и практически безхромистые. При этом высокоглиноземистые разности этого минерала окружены каемками, содержащими не более 14% Cr_2O_3 . Но бывают и обратные взаимоотношения, когда ядра с содержанием 10–12% Al_2O_3 окружены каймой шпинели, имеющей до 52% этого компонента, в краевых частях которой глиноземистость опять понижается до 10%. Высокоглиноземистая

промежуточная зона содержит многочисленные вросстки битовнита. Таким образом, количество глинозема в рассматриваемом минерале может определяться меняющейся концентрацией Al_2O_3 в расплаве и при параллельной кристаллизации плагиоклаза и шпинели во втором минерале осуществляется “сброс” тех элементов, которые в минимальной степени занимают решетку первого минерала. Еще одной характерной особенностью вулканитов рассматриваемого района является наличие ксенокристов пикроильменита, состав которого (с содержанием до 6% MgO) сходен с таковым для минералов, встречаемых в виде мелких зерен в основной массе вмещающего базанита.

Амфибол достаточно часто встречающийся минерал в жилах плавления или в зонах метасоматического изменения обогащенных лерцолитов. Он довольно однообразен по составу и по классификации Б.Е.Лика [Leake, 1978] относится к группе Ca-Na амфиболов. По сравнению с наваринскими амфиболами те же минералы валоваямских ксенолитов характеризуются высокой железистостью (см. табл.14, 18), высокой титанистостью (до 8–9% TiO_2) одновременно с повышенной хромистостью (до 1–1.4% Cr_2O_3) и близким к наваринским амфиболам содержанием щелочей (до 2–2.6% Na_2O и до 1.5–1.75% K_2O). В краевых зонах этого минерала, также как и в наваринских, содержание K_2O несколько уменьшается. Здесь аналогичным образом ведет себя титан при уменьшении железистости и возрастании содержания SiO_2 и Na_2O в амфиболе.

Флогопит – обычный минерал некоторых зон метасоматического изменения обогащенных лерцолитов. По сравнению с однотипными ксенолитами Вьетнама этот минерал валоваямских включений более железистый, имеет очень высокую (до 9–10% TiO_2) титанистость при близкой хромистости.

Полевые шпаты в виде единичных обособлений и включений в минералах встречаются в зонах плавления ксенолитов “зеленого” типа. Состав плагиоклазов колеблется от андезина № 39 до лабрадора № 58. Это несколько уже, чем для наваринских ксенолитов. Интервал изменения содержания ортоклазовой молекулы в полевых шпатах примерно такой же (25–60%), как и для вьетнамских включений.

Ядра крупных зерен плагиоклазов габброидного включения имеют состав битовнита An_{81-82} с понижением содержания анортитовой составляющей в краевых зонах до лабрадора № 62. Основная масса плагиоклазов мелких зерен относится к лабрадору № 62–68 и только в отдельных мелко-

зернистых неоднородностях был встречен олигоклаз-андезин № 24–35 в ассоциации с единичными зернами ортоклаза (до 57% ортоклазовой молекулы).

Необходимо отметить также, что в зоне интенсивно проявленного метасоматоза (с амфиболом и флогопитом) в одном из образцов обогащенных лерцолитов (обр.8710с) были обнаружены небольшие зерна нефелина и лейцита. Для ксенолитов рассматриваемого района имеется только три анализа стекол: два из пироксенитовой области зонального включения (обр.8710б), которые относятся к трахитам умеренно-калиевой (наименее щелочной) серии вьетнамских стекол, и одно включение в пироксене плагиоклазового ксенолита, которое характеризуется высоким содержанием щелочей и может быть отнесено к серии щелочных трахитов вьетнамских стекол. При содержании 57% SiO_2 это стекло имеет довольно низкую глиноземистость (15.7%).

3.3.3. Ультраосновные включения в щелочно-оливиновых базальтах района вулкана Бакенинг (юго-восточная Камчатка)

Первые сведения о находке ксенолитов в этом районе были получены от А.И.Цюрупы (устное сообщение), который проводил здесь геологические исследования в 1973 году. Однако, петрографически они не были изучены.

Особенности геологического строения района и характер распространения включений

Рассматриваемый район составляет крайнее северо-западное звено цепи активных вулканов, которые относятся, вероятно, к единой Авачинско-Корякско-Бакенингской вулканической зоне – секущей по отношению к простирающему Курило-Камчатского глубоководного желоба, а также большинства главных вулканических поясов региона.

В фундаменте активного вулкана Бакенинг помимо миоцен-плиоценовых вулканогенно-обломочных пород известково-щелочного типа (паратунская свита и алнейская серия) встречаются реликтовые останцы покровов субафировых высокотитанистых субщелочных базальтов и андезибазальтов позднеплиоценового или раннечетвертичного возраста. Хотя по своим петрохимическим характеристикам (табл.19, 20) они и были отнесены [Геохимическая типизация..., 1990] к так называемому внутриплитовому типу базальтов, однако отличаются от континентальных рифтогенных вулкаников (в том числе и от вьетнамских ксенолитсодержащих пород) повышенной глиноземистостью, меньшим содержанием магния и титана, а соответственно всех высокозарядных редких элементов, а также легких РЗЭ и Ва. На дискриминантной диаграмме (рис.22) точки составов вулкаников из покровов вулкана Бакенинга попадают в поле субдукционных серий известково-щелочного и субщелочного типов.

Таблица 19. Состав ксенолитсодержащих вулкаников района вулкана Бакенинг

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	92-23/2	92-23/1	92-23/3	ВАК-48	1001-73	92-23/3	92-23/5	92-23/6	92-23/7	92-23/4	92-23a	92-23/8
SiO_2	48.01	49.23	40.35	49.80	49.82	56.10	49.52	49.33	47.88	48.79	49.43	47.95
TiO_2	1.56	1.43	1.66	1.42	1.65	2.06	1.52	1.50	1.49	1.43	1.45	1.47
Al_2O_3	17.65	17.79	17.18	16.60	16.30	13.28	15.98	16.76	16.22	17.24	16.97	16.52
Fe_2O_3	6.23	4.22	3.85	10.30	4.79	4.83	2.24	2.44	4.64	5.97	3.57	2.54
FeO	4.22	5.76	6.31	—	5.70	5.50	7.89	7.26	5.59	4.03	6.16	7.26
MnO	0.17	0.16	0.15	0.19	0.22	0.20	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18
MgO	7.84	7.76	7.76	7.25	7.18	5.06	7.96	7.64	7.80	7.18	7.26	7.96
CaO	8.36	7.80	7.80	8.00	8.2	7.8	8.14	8.26	8.40	7.74	7.62	8.14
Na_2O	3.50	3.55	3.40	3.95	3.58	3.02	3.47	3.54	3.47	3.09	3.64	3.47
K_2O	1.58	1.58	1.68	1.54	1.54	1.52	1.66	1.70	1.66	1.49	1.74	1.70
H_2O	0.34	0.27	0.65	0.29	0.48	н.о.	1.00	0.86	1.20	1.42	1.20	1.18
H_2O^+	0.26	н.о.	н.о.	0.29	0.34	н.о.	0.19	н.о.	0.50	1.11	1.01	0.75
P_2O_5	0.36	0.39	0.32	0.51	0.44	0.38	0.30	0.38	0.61	0.35	0.34	0.52
Сумма	100.08	99.94	100.05	99.86	100.24	99.75	100.05	99.84	99.63	100.05	100.57	99.64
F	33.45	35.66	41.37	41.54	38.04	45.98	41.13	41	41.29	42.34	42.0	40.24

Примечание. F = $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Mg})$ мол. %. В образце 1 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70380$; в образце 6 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70328$

Таблица 20. Геохимические особенности ксенолитсодержащих вулканитов района вулкана Бакенинг

№ п.п.	1	2	3	4	5
№ обр.	92-23/2	92-23/1	92-23	ВАК-48	1001-73
Cr	250	240	210	260	-
Ta	1.4	1.6	1.2	-	1.54
Nb	-	-	-	132	110
V	-	-	-	200	-
Co	37	36	38	-	37
Pb	31	-	34	-	-
Sr	-	-	-	700	674
U	-	-	-	-	0.83
Zr	128	125	140	172	-
Nb	18	7	9	26	-
Ba	-	-	-	288	283
La	19	21	16	22	19.4
Ce	44	49	36	49	46.3
Nd	24	27	19	21	26.5
Sm	6.1	6.6	5	-	6.4
Eu	2.1	2.2	1.7	2.05	1.98
Tb	1.1	1.1	0.97	-	0.97
Yb	2.5	2.6	2.1	2.5	2.61
Lu	0.4	0.39	0.34	1.28	-
Y	39	31	21	30	-
Hf	3.9	4.1	4	-	3.79
Th	1.3	2.1	1.2	-	1.65
Sc	-	-	-	-	1.6
(La+Yb)m	5.14	5.47	5.16	5.96	5.03

Примечание. La и Yb нормированы по ординарному хондриту [Nakamura, 1974]

В рассматриваемом ряду перехода эти проявления наиболее приближены к островодужным образованиям, однако отличаются от них особенностями проявления вулканизма (трещинный покровный тип) и составом пород (см. табл.19), характеризуя, вероятно, этап относительной стабилизации региона.

Включения ультрамафитов были обнаружены здесь в нескольких потоках субщелочных базальтов и андезибазальтов мощностью около 15–20 м в нижней части разреза покровных образований с общей мощностью порядка 60–100 м.

Включения размером от нескольких миллиметров до 10–15 см достаточно обильны (в некоторых местах на 1 кв. м приходится от 5 до 10 ксенолитов), и состав их своеобразен. Резко преобладает группа "зеленых" ксенолитов (до 90–95%): верлитов, пироксеновых оливинитов, клинопироксенитов. Встречаются также "черные" пироксениты (5–10%). Дуниты и гарцбургиты обнаружены в виде единичных образцов. Полностью отсутствуют габброидные и лерцолитовые ксенолиты, хотя был встречен один образец пере-

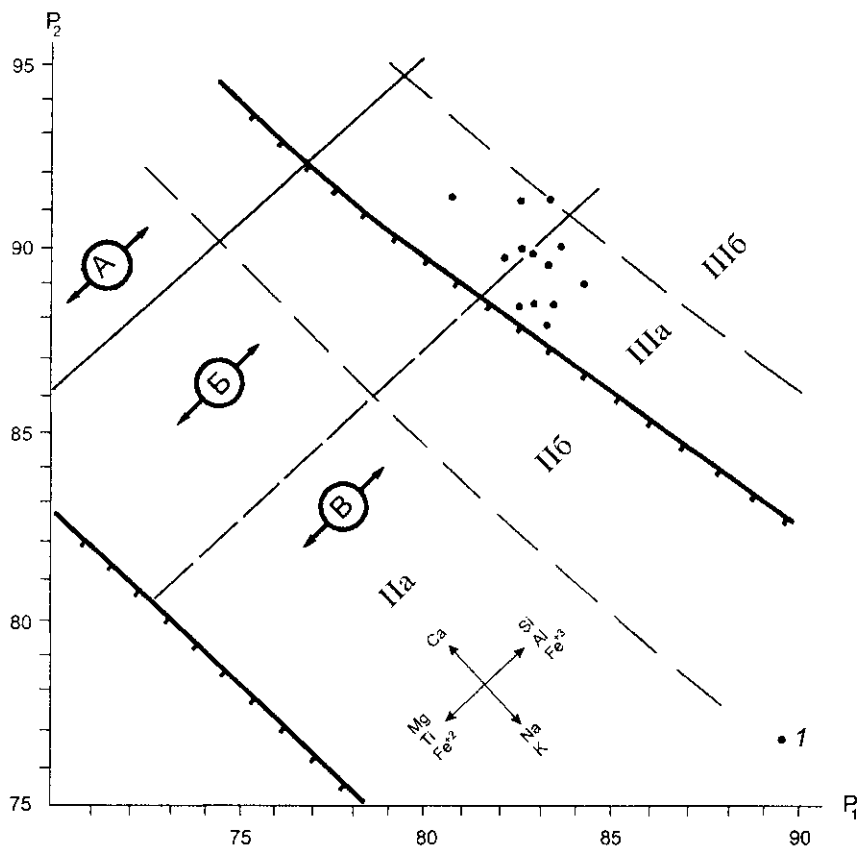


Рис. 22. Диаграмма $P_1 - P_2$ для субщелочных базальтов из покровов района вулкана Бакенинг / - точки составов пород. Остальные обозначения те же, что на рис. 1

Таблица 21. Состав ультраосновных включений района вулкана Бакенинг

Тип включений	I		II	III					IV	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	38.63	41.47	38.84	48.79	48.97	49.31	48.02	47.87	48.48	44.38
TiO ₂	0.4	0.44	0.3	0.27	0.17	0.08	0.4	0.3	1.21	0.66
Al ₂ O ₃	1.22	0.72	2.29	6.73	6.55	5.78	6.87	7.29	11.04	10.02
Fe ₂ O ₃	2.15	1.6	0.63	2.55	2.0	2.5	2.05	2.02	3.24	2.73
FeO	12.67	13.02	13.45	4.52	5.9	5.85	6.65	6.45	6.35	6.29
MnO	0.2	0.2	0.16	0.14	0.16	0.16	0.15	0.19	0.17	0.12
MgO	43.46	40.69	39.75	16.2	19.74	21.95	23.36	23.69	15.1	17.56
CaO	1.26	0.92	3.94	18.8	15.58	13.3	11.86	11.78	15.24	14.9
Na ₂ O	0.2	0.2	0.64	0.9	0.69	0.64	0.85	0.69	1.07	3.52
K ₂ O	0.24	0.24	0.03	0.24	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	0.24	0.04
H ₂ O ⁻	0.08	0.18	н.о.	0.2	0.18	0.16	н.о.	н.о.	0.23	0.09
H ₂ O ⁺	н.о.	н.о.	н.о.	0.12	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.01	0.03	0.05	0.03	0.05	0.09	0.05	0.01
Сумма	100.05	99.73	100.04	99.49	99.99	99.76	100.34	100.38	100.15	100.52
F	14.97	15.93	16.24	16.41	16.19	15.55	15.39	14.86	22.5	19.36
La	0.59	-	-	0.93	0.66	0.86	-	-	1.6	-
Ce	1.1	-	-	3.2	2.4	2.6	-	-	5.4	-
Nd	0.7	-	-	3.6	3	2.7	-	-	5.4	-
Sm	0.21	-	-	1.6	1.2	0.95	-	-	2.3	-
Eu	0.062	-	-	0.6	0.4	0.36	-	-	0.81	-
Tb	0.044	-	-	0.43	0.34	0.26	-	-	0.7	-
Yb	0.15	-	-	1.2	1	0.73	-	-	1.8	-
Lu	0.026	-	-	0.18	0.16	0.11	-	-	0.28	-
Th	0.35	-	-	<0.2	0.2	0.3	-	-	0.9	-
Hf	<0.5	-	-	<0.5	<0.5	<0.5	-	-	<0.5	-
Cr	5300	-	-	2000	1200	2500	-	-	480	-
Co	160	-	-	33	47	43	-	-	46	-
Sc	8.3	-	-	58	56	49	-	-	58	-
Ta	<0.03	-	-	<0.03	<0.03	<0.03	-	-	<0.03	-
(La/Yb) _n	2.68	-	-	0.52	0.45	0.8	-	-	0.6	-

Примечание. I – обедненные дуниты-гарцбургиты: 1 – обр. 48-1, 2 – обр. 48-2; II – обогащенный гарцбургит, обр. 92-23г; III – “зеленые” пироксениты-верлиты: 4 – обр. 48-5, 5 – обр. 48-4, 6 – обр. 48-3, 7 – обр. 48-108, 8 – обр. 48-84; IV – “черные” пироксениты: 9 – обр. 48-6, 10 – обр. 92-23г; в образце 10 еще п.п.п. = 0.29, в обр. 9 – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70536.

Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитики Г.В.Лец, Т.Г.Осетрова. Микроэлементы определены методом атомно-абсорбционной спектрометрии в ИГЕМ РАН и в ИЛС РАН, инструментальным нейтронно-активационным методом в ГИН РАН и методом ICP-MS в XRA в лаборатории в г.Онтарио, Канада. Отношение изотопов Sr определено в лаборатории изотопии “Open University”, Milton Keynes, Великобритания.

F – железистость (мол. %); La и Yb нормированы по ординарному хондриту [Nakamura, 1974]

кристаллизованного гранодиорита, весьма сходного с обнажающимися поблизости породами интрузивного массива. Встречаются ксенолиты сложного состава, когда ядро представлено гарцбургитом, а оторочка ортопироксенитом. Ксенолиты сопровождаются обычным набором ксенокристов (оливин, титан-авгит, шпинель, плагиоклаз), но очень мелких – не более первых миллиметров, хотя отдельные кристаллы плагиоклаза достигают 2–3 см.

В ряду дуниты (гарцбургиты)–верлиты–пироксениты можно выделить группу обогащенных (дунитов-гарцбургитов) и обедненных (верлитов) легкоплавкими компонентами, что отражается в содержании Al₂O₃, CaO, Na₂O и MgO (табл. 21, ан. 1, 2 и 3). Однако по железистости все представители “зеленого” типа включений сходны. По-видимому, это единая серия, различающаяся в основном по соотношению оливина и клинопироксена в поро-

де. Для серии в целом характерно повышенное содержание TiO₂, Na₂O и во многих образцах заметная примесь K₂O (см. табл. 21, I–III).

“Черные” пироксениты (см. табл. 21, № 9–10) характеризуются еще большей железистостью, высоким содержанием глинозема, натрия и примесью K₂O.

Типизация пород включений по минеральному составу

Как видно из таблицы 22, все минералы “зеленой” серии ксенолитов рассматриваемого района характеризуются высокой железистостью, которая достигается только в некоторых, наиболее железистых образцах обогащенных наваринских (см. табл. 14) или валавоямских (см. табл. 18) включений и более характерных для “зеленых” пироксенитов этих районов. Минералы “черных”

Таблица 22. Железистость минералов в различных ксенолитах из вулканитов района вулкана Бакенинг

№ п.п.	№ образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Шпинель	Амфибол	Название породы
I. Включения "зеленой" серии							
1	1001/73	12.08(7) 12.4(2)** 26(3)*	12.1(4) 12.57(1)**	14.45(2) 17.4(4)**	42.34(5) 36.42(1)**	–	Верлит
2	92-23г	14.4(27)	15.33(1)	17.07(79)	35.86(12)	–	Верлит
3	к-95-23е	15.08(4)**	17.5(8)	17.72(7)	56.51(3)	–	Гарцбургит
4	к-95-23д	16.18(3)	–	20.26(9)	–	16.38(1)	Пироксеновый оливинит
5	92-23к	16.9(60) 14.65(4)**	17.69(22)	17.43(13)	–	19.09(2)	Гарцбургит
6	92-23и	17.66(5)	–	18.74(2)	–	–	Верлит
7	к-95-23б	18.78(5)	–	19.71(6)	–	–	Верлит
II. Включения "черных" пироксенитов							
8	92-23р	20.86(30)	20.01(5)	–	–	–	
9	к-95-23/1	23.03(7) 18.13(3)**	–	–	–	–	
10	92-23и	33.85(12) 25.89(3)**	– 25.76(2)**	–	55.17(3) 74.56(2) 77.18(11)**	–	

Примечание. * – в красвой кайме на границе с вмещающим базальтом, ** – в зоне вторичного плавления на границе со стеклом

пироксенитов также характеризуются повышенными значениями железистости по сравнению с однотипными породами р.Валовая, за исключением одного магнезиального образца (см. табл.22, обр.10) с повышенным содержанием ортопироксена. В некоторых пироксенитах и верлитах ортопироксен появляется в структурах распада в клинопироксене (как в основной части породы, так и в зонах плавления и перекристаллизации) и имеет близкую с ним железистость. В гарцбургитах клинопироксен заметно более магнезиален, чем ортопироксен, особенно в зонах перекристаллизации. Оливины более железистые, чем клинопироксены и по этой характеристике в гарцбургитах сходны с ортопироксенами. В зонах плавления и перекристаллизации железистость этого минерала возрастает. Шпинели также отличаются высокими значениями этой характеристики с максимальными показателями в "черных" пироксенитах, особенно в участках вторичного плавления.

Особенности минералов включений

Пироксены. На диаграмме P_1-P_2 (рис.23) составы клинопироксенов попадают преимущественно в поля VI и VII плагиоклазового равновесия и существенно смещены в сторону более железистых составов. Таким образом, по составу клинопироксенов бакенингские оливиниты, верлиты и гарцбургиты сопоставимы с пироксенитами, "зеленые" пироксениты – с габброидами, а место последних занимают "черные" пироксениты.

Однако редкие точки клинопироксенов любого типа включений и даже вмещающих вулканитов попадают в поля III и IV большей барофильности. Тем самым подчеркиваются отличия этих образований от ксенолитов и вулканитов субдукционного типа.

Содержания TiO_2 и Al_2O_3 находятся в прямой зависимости, а Cr_2O_3 в обратной – от железистости клинопироксенов (табл.8п). Максимально железистые "черные" пироксениты представлены титанавгитом, в котором содержание глинозема доходит до 10.8%, а TiO_2 до 1.8%. В зонах плавления эти характеристики снижаются до 7–8% и 1.2–1.3%, соответственно. Если в одном и том же образце имеются участки, где клино- и ортопироксены находятся в агрегатном состоянии, либо имеются области, где ортопироксен встречается только в структурах распада в клинопироксене, то в первых клинопироксен менее магнезиальный и хромистый, но более титанистый и глиноземистый, чем во вторых. То же касается и ортопироксена. Последний в зонах распада содержит еще больше кремнезема.

Случаи, когда ортопироксен находится только в структурах распада, наблюдаются в наиболее магнезиальных ксенолитах, где не встречается амфибол (см. табл.22). Глиноземистость ортопироксенов прямо, а хромистость – обратно пропорциональна их железистости (см. табл.8п). При этом в структурах распада этот минерал содержит заметно меньше глинозема, чем клинопироксен (например, в обр.1001/73 около 3% для первого и 3,5% для второго), а в образцах, где он присутствует

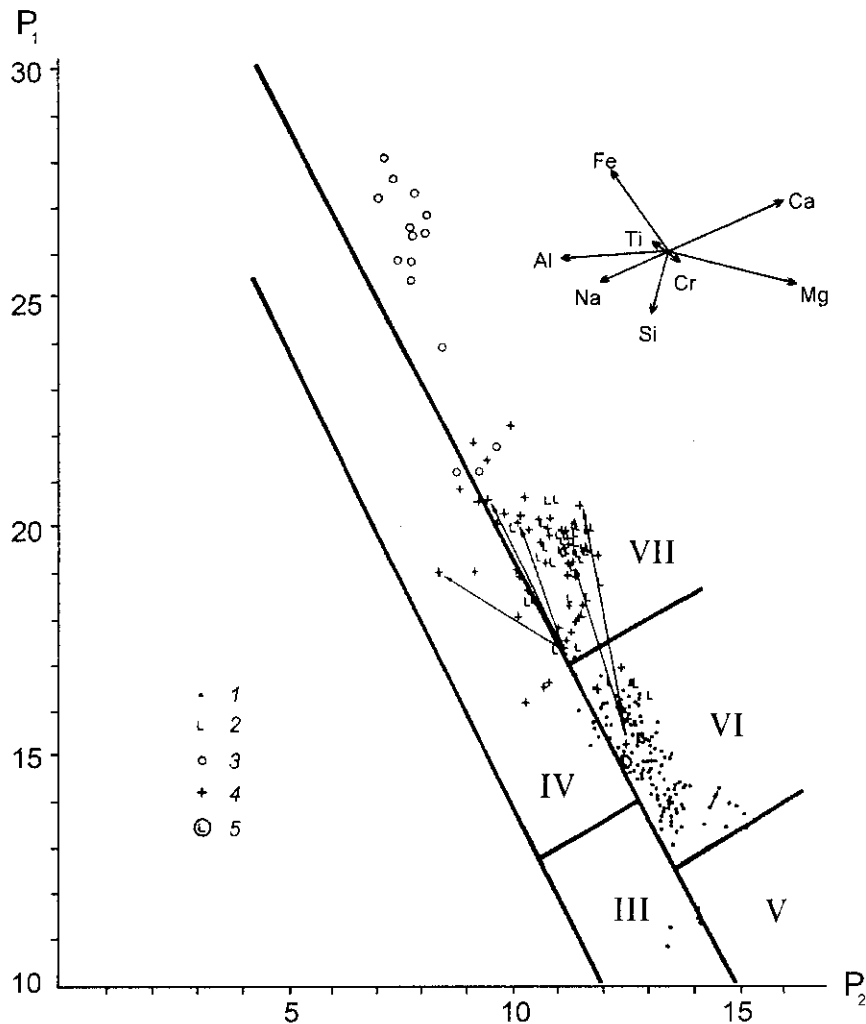


Рис. 23. Диаграмма P_1-P_2 для клинопироксенов из различных типов ксенолитов и вулканических пород района вулкана Бакенинг. 1-3 – точки составов клинопироксенов из ксенолитов: 1 – оливинитов, гарибургитов, 2 – “зеленых” пироксенитов, 3 – “черных” пироксенитов; 4-5 – клинопироксены из лав: 4 – щелочных оливиновых базальтов, 5 – их туфов. Разделение полей – то же, что на рис.4

в агрегатном состоянии, глиноземистость обоих минералов примерно одинаковая (в обр.92-23к 4.99% Al_2O_3 для клинопироксена и 5.12% для ортопироксена в зонах агрегатного состояния и 4.19% Al_2O_3 для первого и 3.64% для второго в том же образце в зоне распада). При этом содержание CaO в зонах распада также повышается (в обр.92-23к 0.57% CaO в зонах агрегатного состояния и 0.87% в зоне распада). Особенно высоких значений (до 2% CaO) эта характеристика достигает в зонах вторичного плавления и перекристаллизации.

Оливины в ксенолитах рассматриваемого района, хотя и характеризуются высокой железистостью, но эта особенность мало отражается на содержании в них других компонентов.

Шпинели из ксенолитов “зеленой” серии при сравнительно высокой железистости характери-

зуются пониженной глиноземистостью (не более 48,75% Al_2O_3) и повышенной (до 11% Cr_2O_3) хромистостью (см. табл.8п). Причем в наиболее железистых шпинелях (см. табл.22, обр.к-95-23е) первая характеристика понижается до 25–30%, а вторая возрастает до 15–18%. В зонах вторичного плавления и перекристаллизации содержание глинозема в этом минерале становится еще ниже (не более 24% Al_2O_3), а Cr_2O_3 – выше (до 27%) при возрастании железистости до 50%. Наиболее глиноземистая и наименее железистая шпинель (см. табл.22, обр.92-23г) характеризуется сравнительно невысоким содержанием TiO_2 (0.2–0.3% в центральных и до 0,5% в краевых частях крупных зерен). В железистых шпинелях эта характеристика достаточно высокая (до 1.3–1.4% в обр.1001/73 и до 2% в обр.к-95-23е, см. табл.22). Однако в зонах

вторичного плавления содержание TiO_2 уменьшается до 0.3–0.5% при железистости 36–39 мол.%.

Шпинели “черных” пироксенитов также характеризуются пониженной глиноземистостью при полном отсутствии Cr_2O_3 . В первой, ранней генерации этого минерала содержание Al_2O_3 не более 47.8% и 1.2–1.3% TiO_2 . Во второй генерации (цементирующей реликты первой) глиноземистость понижается до 14–18%, а титанистость возрастает до 8–8.5%. При этом минимальные значения этих характеристик наблюдаются в зонах плавления на контакте со стеклом.

Амфибол из гарцбургита (см. табл.22 обр.92-23к) относится к магнезиально-железистой группе (по классификации [Leake, 1978]) и характеризуется низким содержанием титана (до 0.05–0.08% TiO_2) и щелочей (не более 1.3–1.7% Na_2O , и не более 0.25% K_2O). Тот же минерал в пироксеновом оливините (см. табл.22, 8п, обр.к-95-23д) относится к обыкновенной роговой обманке (по той же классификации) и имеет несколько большее содержание TiO_2 (1,32%), повышенное значение для Cr_2O_3 (до 0.94%) и низкие содержания щелочей (0.61% Na_2O и 0.03% K_2O).

Ортоклаз в виде мелких единичных обособлений был обнаружен в зоне плавления и перекристаллизации клинопироксенового оливинита (см. табл.22, обр.1001/73) между зернами оливина и клинопироксена. Интервал изменения содержания ортоклазовой молекулы примерно такой же, как и в валоваямских ортоклазах (33–60%).

Плагиоклаз в виде мелких зерен был обнаружен в зоне плавления “черного” пироксенита (см. табл.22, обр.92-23к). Состав его колеблется от андезина № 35 до лабрадора № 60. Он характеризуется повышенным содержанием FeO (до 1.2%).

Закончив рассмотрение всего ряда объектов, характеризующих проявление так называемого внутриплитного типа вулканитов и ассоциирующих с ними включений, кратко суммируем их особенности.

1. Включения распространены в породах, относящихся к сравнительно узкому интервалу изменения кремнекислотности (от 44 до 55.5%) и щелочности (1.5–2.5% K_2O): от недосыщенных глиноземом и кремнеземом базанитов до андезибазальтов.

2. Включения распространены в вулканитах, имеющих различные формы проявления: в шлаковых и лавовых конусах, в бомбах, отдельных потоках, дайках, неках. Наиболее обильны они в шлаковых конусах и неках.

3. Состав ксенолитов варьирует в широких пределах от преобладающего лерцолитового типа

в базанитах мыса Наварин до верлитов или клинопироксеновых оливинитов в районе вулкана Бакенинг. Соответственно меняется их фация глубинности от шпинель-лерцолитовой до плагиоклазовой. В подчиненном соотношении встречаются “зеленые” и “черные” пироксениты, относящиеся к той же фации глубинности, что и преобладающий тип ксенолитов ультрабазитов. Ксенолиты габброидов чрезвычайно редки. В одном образце “черного” пироксенита обнаружено зерно “ксеногенного” пиропового граната.

4. Ксенолиты “зеленой” серии, как по валовому составу, так и по составу отдельных минералов характеризуются повышенной железистостью. Причем эти особенности возрастают в ряду наваринские-валоваямские-бакенингские включения.

5. В локальных зонах плавления и перекристаллизации включений пироксены и шпинели теряют часть своей легкоплавкой составляющей, сохраняя более высокую железистость, чем в подобных зонах вьетнамских ксенолитов.

6. Декомпрессионное плавление и перекристаллизация включений осложняется их метасоматической переработкой. В зонах метасоматоза помимо амфибола, флогопита и ортоклаза встречаются еще такие высокощелочные минералы, как нефелин и лейцит.

3.4. ФРОНТАЛЬНАЯ ЗОНА АКТИВНОГО ОСТРОВОДУЖНОГО ВУЛКАНИЗМА

Рассмотрим районы, где распространен островодужный тип вулканитов и встречающиеся в них базит-гипербазитовые включения. Сначала возьмем примеры различных объектов камчатского региона – территории, где могут ассоциировать оба типа проявлений вулканизма: островодужный и внутриплитный геохимический. Одной из характерных особенностей таких проявлений вулканизма является широко варьирующий по щелочности состав его продуктов. Поэтому в качестве примера рассмотрим три района: Авачинский вулкан, как пример низкокальциевого толеитового петрохимического типа, Ключевской вулкан – с характерными для него проявлением вулканизма известково-щелочного типа и Харчинский вулкан, в постройке которого была обнаружена дайка щелочных базальтов с ксенолитами.

Затем, уже как пример проявления ксенолитов в связи с островодужным типом вулканизма на территории, где нет внутриплитных образований,

будут охарактеризованы ультраосновные включения в известково-щелочных вулканитах острова Чиринкотан и окрестностей острова Броутона (Курильские острова).

Как уже отмечалось в предыдущей главе, с вулканитами островодужного типа связаны преимущественно габброидные включения. Это оливин-анортитовые образования, ассоциирующие с базальтоидами низкокальциевой серии, широко развитые на вулканах Восточной Камчатки [Волынец и др., 1978]. Подобный тип включений известен для ряда вулканов Главной Курильской дуги, [Богоявленская, Эрлих, 1969; Родионова, Федорченко, 1971], внешних зон вулканических дуг северной Японии [Kuno, 1950, Mantle xenoliths..., 1987]. Подробно описаны также разнообразные габброиды и амфиболиты [Ермаков и др., 1978, 1987].

Кроме того, среди островодужных включений в вулканитах выделяются две ассоциации ультрамафитов: 1) дунит-гарцбургитовая и 2) пироксенит-кортландитовая [Колосков, Хотин, 1978]. Первая характерна для вулканов Центральной и Восточной Камчатки и западной части Курил, вторая распространена шире и, кроме названных районов, встречается на вулканах Срединного хребта и Курильских островов. На некоторых вулканах эти ассоциации проявлены совместно (Авачинский, Шивелуч, Чиринкотан).

При дальнейшем изложении материала внимание будет уделено только ксенолитам ультрамафитов.

3.4.1. Включения ультрамафитов в породах толеитовой серии Авачинского вулкана

Особенности геологического положения и характер распространения включений

Современный действующий Авачинский вулкан располагается в ряду среднелейстоцен-голоценовых вулканов, образующих цепь северо-западного простирания [Действующие вулканы..., 1991]. С одной стороны, вулканами Авачинской группы на юго-востоке Камчатки начинается Восточный вулканический пояс, а с другой стороны, его можно рассматривать в качестве крайнего юго-восточного звена поперечной цепи активных вулканов Авачинско-Корякско-Бакенингской вулканической зоны.

Базит-гипербазитовые ксенолиты здесь известны давно и хорошо изучены [Заварицкий, 1940; Масуренков и др., 1969; Шека и др., 1970; Колосков,

Хотин, 1978]. Находки включений наиболее часты среди пемзово-шлакового пирокластического материала по левым бортам Сухой Елизовской речки в ее верховьях – вплоть до перевала между Авачинским и Корякским вулканами. Недавними работами камчатских тефрохронологов (О.А.Брайцева, Л.И.Базанова, устное сообщение) было показано, что делювиально-пролювиальные шлейфы ксенолитсодержащего материала связаны здесь с несколькими пемзово-пирокластическими слоями мощностью 10–20 см, в которых и размещаются эти ксенолиты. При этом, хотя они и располагаются в пемзовом андезитовом материале, но часто содержат плотную рубашку или ее остатки андезибазальтового или базальтового состава. Обычны также амфиболовые оторочки, наиболее хорошо проявленные на границе ксенолита с вмещающим пемзовым материалом, но иногда по контакту с рубашкой андезибазальта. Размер отдельных блоков включений гарцбургитов доходит до 50–60 см.

В меньшем количестве и меньших размеров (1–3 см) ультраосновные ксенолиты встречаются и в андезибазальтах потоков и пирокластических продуктах самого Авачинского вулкана, а также в базальтах отдельных конусов (в потоках и пирокластическом материале), в андезитах экструзивных куполов (в краевых зонах), а также в базальтовых пирокластических образованиях краевых фаций некоторых экструзий. В 1985 г. автором впервые были обнаружены ксенолиты пироксенит-перидотитового состава в изолированных блоках высокомагнезиальных пикробазальтов в подножии этого вулкана.

Как видно из таблицы 23, ксенолитсодержащие вулканиты Авачинского вулкана в целом принадлежат к низкокальциевой островодужной вулканической серии, но широко варьируют по содержанию кремнезема и по магнезиальности пород. Они обладают типичными для подобных серий геохимическими характеристиками (обеднены Rb, Ba, Sr, Zr, Hf и обогащены Cr) при близкой калиевой щелочности и магнезиальности по сравнению с базальтами континентальных и океанических областей.

В составе включений на Авачинском вулкане преобладают разнообразные габброиды, амфиболиты, амфиболовые сланцы, зеленокаменно измененные орто- и парапороды мелового фундамента. Доля пород ультраосновного состава и пироксенитов составляет не более 10–15%. Преобладают включения дунитов, гарцбургитов, лерцолитов (90–95%), реже встречаются верлиты, клинопироксениты, вебстериты, как правило, с амфиболом, образующие все переходы к кортландитам и

Таблица 23. Состав вулканитов субдукционного типа, содержащих включения ультрамафитов

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ проб	1-91	АВ-212	КФ-183	91-149/6	МФ-12	89-161/10	91-149/13	95-А	8846	В-15-43/1	В-11-536
Характер проявления	Конус	Поток		Пемзовый горизонт	Поток	Пемзовый горизонт		Поток	Дайка	Потоки (?)	
SiO ₂	49.00	52.26	52.66	52.83	55.98	56.4	58.38	53.30	52.26	49.98	59.65
TiO ₂	0.96	0.95	1.01	0.96	0.72	0.81	0.83	1.18	0.77	0.9	0.57
Al ₂ O ₃	15.75	17.72	18.00	18.26	19.35	18.51	18.39	16.57	15.71	17.38	17.4
Fe ₂ O ₃	2.95	3.33	3.16	3.81	3.29	3.17	3.04	4.89	5.15	2.27	2.81
FeO	6.78	5.52	5.64	5.18	3.60	4.26	3.91	3.91	2.21	5.76	3.05
MnO	0.11	0.21	0.20	0.16	0.20	0.22	0.18	0.17	0.08	0.18	0.18
MgO	10.96	5.78	5.15	5.28	2.72	3.36	2.54	6.52	8.92	8.59	3.07
CaO	9.98	9.30	9.54	10.02	7.50	8.56	7.94	8.42	7.64	10.11	7.34
Na ₂ O	2.55	3.10	3.14	2.84	3.63	3.06	3.06	2.84	2.15	3.27	3.7
K ₂ O	0.88	0.81	0.70	0.55	0.87	0.72	0.84	1.26	3.52	1.28	2.1
H ₂ O ⁻	0.17	0.00	0.00	0.27	0.24	0.27	0.3	0.30	0.54	-	-
H ₂ O ⁺	0.10	0.16	0.08	0.18	1.31	0.8	0.75	0.39	-	-	-
P ₂ O ₅	0.18	0.32	0.28	0.12	0.30	0.2	0.27	0.20	0.34	0.18	-
F	29.34	50.00	46.15	42.29	56.25	48.71	53.84	42.86	22.19	33.77	50.52
V	249	-	-	167	-	-	147	-	208	-	-
Cr	470	-	-	40	-	9	13	-	356	1092	8
Ni	165	-	-	25	-	-	18	-	191	-	3
Co	43	-	-	25	-	18	15	-	34.7	46.1	-
Rb	8	-	-	9	-	6	11	-	-	20	-
Sr	296	-	-	420	-	-	370	-	1089	-	-
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	22	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	108	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	2.7	-	-
Ba	234	-	-	228	-	278	282	-	1284	170	-
La	-	-	-	4.44	-	5.19	5.51	-	24.71	8.87	-
Ce	-	-	-	11.4	-	12.7	13.6	-	60.41	20.4	-
Nd	-	-	-	6.9	-	8.5	8.3	-	37.3	12	-
Sm	-	-	-	2.68	-	2.74	2.57	-	7.67	3.37	-
Eu	-	-	-	0.9	-	0.9	0.86	-	1.82	1.04	-
Tb	-	-	-	0.5	-	0.53	0.48	-	0.69	0.53	-
Yb	-	-	-	2.08	-	1.99	1.97	-	1.44	1.76	-
Lu	-	-	-	0.312	-	0.396	0.285	-	0.2	0.265	-

Примечание. 1-9 – вулканы Камчатки: 1-7 – Авачинский вулкан, 8 – Ключевской, 9 – Харчинский; 10-11 – вулканы Курил: 10 – подводный вулкан вблизи о. Броутона, 11 – Чиринкотан.

Использованы неопубликованные анализы Л.И.Базановой (4, 6, 7) и О.Н.Вольнца (10, 11). Анализы выполнены в ИВ ДВО, аналитики Г.В.Лец, Т.Г.Осестрова, Г.Ф.Князева. Микроэлементы определены методом атомно-абсорбционной спектроскопии в ИГЕМ РАН и ИЛС РАН, инструментально-актиационным методом в ГИН РАН.

F – железистость (мол. %)

горнблендитам. Оторочки верлитового состава иногда встречаются по периферии гарцбургитовых ядер (рис.24. 5).

Типизация пород включений

Ксенолиты ультрамафитов, как уже говорилось, подразделяются на дунит-гарцбургитовую и пироксенит-кортландитовую ассоциации [Колосков, Хотин, 1978].

Дунит-гарцбургитовая ассоциация, кроме дунитов и гарцбургитов, содержит лерцолиты, ортопироксениты, энстатитовые оливиниты (табл.24). В породах включений широко проявлен катаклаз и перекристаллизация, так что некоторые

разности напоминают по структуре гранулиты (см. рис.24. 1, 2). В отдельных случаях отмечены полосы и прожилки, выполненные мелкозернистым оливином или, наоборот, крупнозернистым пегматоидным диопсидом и энстатитом.

Пироксенит-верлит-кортландитовая ассоциация состоит из преобладающих пироксенитов, верлитов, вебстеритов, кортландитов. Амфибол присутствует не во всех породах, его количество варьирует, соответственно наблюдается переход от амфиболовых клинопироксенитов (верлитов) к кортландитам и горнблендитам. Возрастание количества амфибола сопровождается увеличением содержания магнетита. Структуры пород преимущественно гетеробластовые. Как видно из

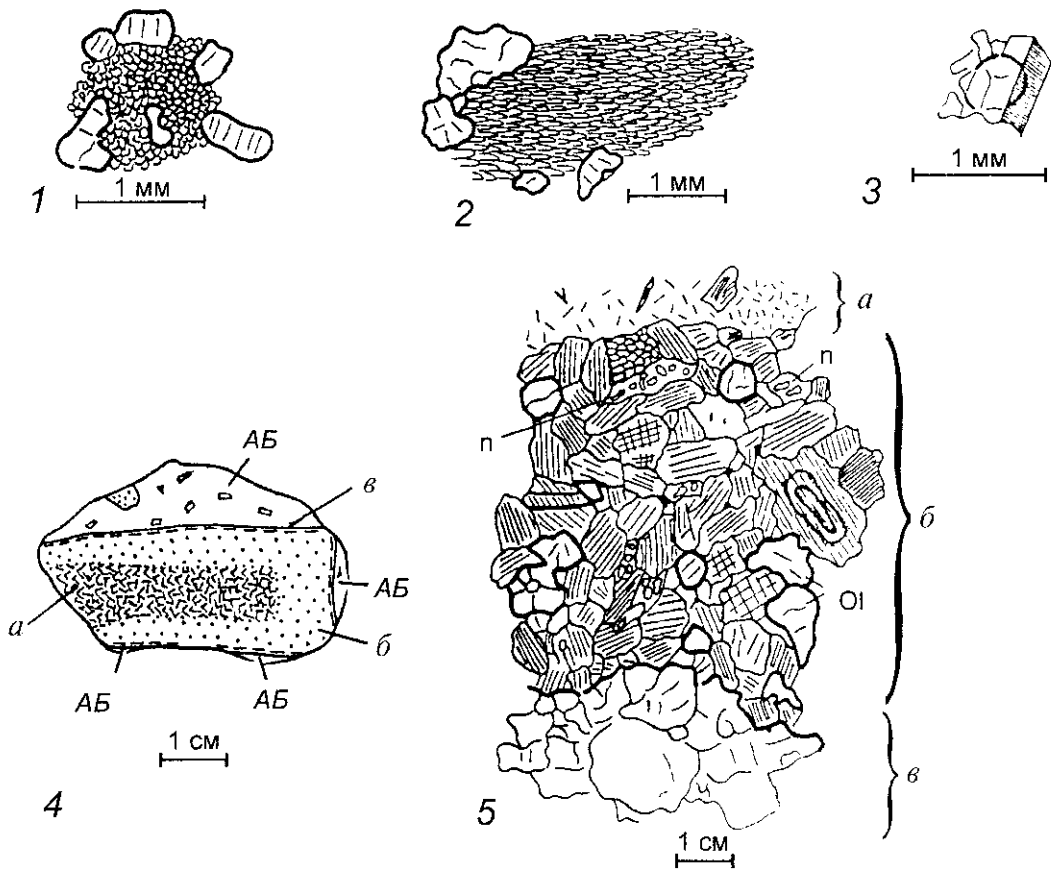


Рис. 24. Петрографические и минералогические особенности включений в лавах Авачинского вулкана

1 – крупные кристаллы оливина окружены мелкозернистым агрегатом того же состава; 2 – интенсивно перекристаллизованный оливин; 3 – следы зонального строения в сдвоенном агрегате оливина; 4 – зональное включение: а – ядро ортопироксена, б – перекристаллизованный гарцбургит, в – верлит-кортландитовая оторочка. АБ – вмещающий андезитобазальт (обр. АВ-41-77); 5 – оторочка верлитового состава (б) на границе гарцбургита (в) и андезита (а). в оторочке – выделение оливина (Ol) среди клинопироксенового агрегата, видны пемзовидные зонки (п) с бурым стеклом, а также мелкозернистый участок перекристаллизации (на контакте с андезитом), некоторые зерна пироксена имеют двойниковое и зональное строение

таблицы 24, в составе проанализированных ультраосновных включений Авачинского вулкана присутствует только группа обедненных легкоплавкими компонентами перидотитов. По уровню колебаний содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, щелочей и железистости, эти перидотиты сопоставимы с породами ксенолитов соответствующей группы Вьетнама (см. табл. 5, обр. 38, 101). Включения верлит-пироксенит-кортландитовой ассоциации Авачинского вулкана по составу параллелизуются с группой “зеленых” пироксенитов Вьетнама (см. табл. 6, № 1–3), хотя они отличаются в целом повышенной титанистостью, большими содержаниями CaO и меньшими Al_2O_3 . Включения этой ассоциации не сопоставимы с “черными” пироксенитами, прежде всего, по своей низкой железистости, низким содержаниям TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O .

Геохимические особенности ультраосновных включений [Колосков, Хотин, 1978; Геохимия...,

1980] выражаются в более высокой концентрации ряда литофильных элементов (K, Ba, Rb, Li), чем в соответствующих интрузивных породах Камчатки, хотя по содержанию элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V) те и другие близки. При сравнении дунит-гарцбургитовой и пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциаций между собой вторая обнаруживает более высокие концентрации литофильных элементов. По этим же особенностям вторая ассоциация близка к вмещающим вулканитам.

Минералогические особенности ксенолитов

Рассмотрим соотношение железистости минералов в отдельных образцах включений. Среди ксенолитов дунит-гарцбургитовой ассоциации по особенностям состава минералов выделяются обедненная и обогащенная легкоплавкими компонентами группы (табл. 25, 9п). Причем основная масса

Таблица 24. Состав включений ультрамафитов в лавах Курило-Камчатской островной дуги

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	40.60	39.96	45.98	50.31	50.60	42.50	41.64	46.74	52.42	46.92	43.00	44.6	47.08
TiO ₂	0.005	0.10	0.11	0.70	сл.	1.25	0.01	0.10	0.08	0.52	0.20	0.06	0.56
Al ₂ O ₃	1.57	0.44	0.80	3.40	3.38	10.47	0.50	2.54	1.36	5.7	1.11	2.3	5.5
Fe ₂ O ₃	0.80	2.25	1.82	3.34	2.49	7.87	0.84	8.18	1.07	4.82	1.19	0.58	4.23
FeO	7.56	6.78	5.38	7.18	5.20	7.79	6.13	—	3.71	5.39	6.73	7.36	7.54
MnO	0.02	0.17	0.32	0.36	0.16	0.12	0.14	0.16	0.11	0.15	0.29	0.13	0.30
MgO	49.16	47.82	43.58	15.00	18.86	13.21	50.24	40.35	21.82	30.90	46.05	41.56	20.69
CaO	0.44	0.97	1.34	19.20	18.07	13.05	0.07	0.97	18.04	3.4	0.96	2.02	13.00
Na ₂ O	0.10	0.27	0.07	0.45	0.74	1.73	0.06	0.17	0.21	0.71	0.17	0.63	1.2
K ₂ O	0.06	0.12	0.03	0.05	0.24	0.26	0.07	0.23	0.05	0.91	0.24	0.15	0.24
P ₂ O ₅	0.01	0.11	—	0.06	0.07	0.12	—	—	0.01	0.09	0.04	0.06	0.02
F	8.29	8.38	7.39	24.51	15.83	32.5	6.77	—	9.73	12.05	8.13	9.32	20.39
Rb	—	0.6	—	—	0.7	0.3	1.4	1.0	0.7	24	6	10.9	4.6
Ba	—	100	—	—	75	62	17	44	31	—	—	27	150
Sr	—	51	—	50	—	108	1.5	33	45	—	—	23	290
Ni	—	2000	2201	52	214	157	1210	1400	236	1200	2200	2200	200
Co	—	58	—	41	60	62	146	100	47	120	130	111	71
Cr	—	1286	2190	15	1643	1000	4900	2600	3420	2875	2400	2462	350
V	—	50	—	380	117	250	9	13	42	120	43	151	290

Примечание. 1-6 Авачинский вулкан: 1 - дунит (обр.3), 2 - гарцбургит (обр.РТ-9), 3 - лерцолит (обр.0-1093/2), 4 - верлит (обр.АВ-149/77), 5 - амфиболитизированный пироксенит (обр.РТ-16), 6 - кортландит (обр.РТ-27); образцы 1, 2, 5, 6 из коллекции А.И.Фарберова, образцы 3 - из работы [Щека, 1983]; 7-10 - вулкан Шивелуч: 7 - дунит (обр.5734/10), 8 - гарцбургит (обр.КШ-7), 9 - верлит (обр.5734/4), 10 - вебстерит(5736/2); 11-13 - вулкан Чиринкотан: 11 - гарцбургит (обр.В11-536А), 12 - лерцолит (обр.В11-528), 13 - оливниновый пироксенит (обр.В15-305/38); образцы 11-13 - из [Вольниен и др., 1990].

Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитики Г.В.Лещ, Т.Г.Осетрова, Г.Ф.Князева, а также в г.Копенгагене. Анализы на редкие элементы выполнены методами фотометрии пламени (Rb) и количественного спектрального анализа (остальные элементы) в Институте Геохимии СО РАН и XRF (все элементы анализов 7 и 9) - в Копенгагенском университете (Дания). F - железистость(мол. %). В анализе 8 все железо в виде Fe₂O₃.

Таблица 25. Железистость минералов в различных образцах ксенолитов Авачинского вулкана

№ п.п.	№ образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Шпинель	Амфибол
I. Включения дунит-гарцбургитовой ассоциации						
1	105	6.98(7)	8.8(13)	9.17(8)	33.61(9) _{Cr} 30.62(3) _{Cr-Al}	8.26(4)
2	АВЧ-7	8.4(5) 6.23(3)	10.37(7) 9.08(2)	10.44(1)	41.72(3)	9.6(1) (узник в Sp)
3	АВЧ-15	8.95(3) 6.06(7)	10.32(9) 8.95(2)	9.76(2)	41.4(3)	10.19(2) (узник в Sp)
4	АВЧ-5-85	10.04(4)	14.64(1) 13.5(1)**	14.64(3)		
5	АВ-41-77 (ядро)		14.03(5)	—	51.69(1)	
6	АВ-41-77	14.45(11)	15.29(7)	17.98(4)		
II. Включения пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации						
7	5884	17.46(7) 14.47**	—	20.19(2)	61.3(6)	
8	АВ-41-77(в)	19.75(1)	—	23.68(2)	—	28.05(1)
9	АВ-41-77(к)	21.81(3)	—	22.73(2)	—	28.03(5)
10	АВЧ-4-85	21.37(8)	22.48(2)	23.09(3)	—	—
11	АВЧ6-85	—	—	24.52(3)	—	—

Примечание. 1 - интенсивно перекристаллизованный гарцбургит; 2, 3 - перекристаллизованные гарцбургиты с минералами-узниками (первая строка) в хромистой шпинели; 4 - лерцолит; 5, 6, 8, 9 - зональное включение: ортопироксеновое ядро → гарцбургит → верлит → кортландит, соответственно; 7, 10 - верлиты; 11 - пироксенит; 10-11 - включения в пикробазальте (авачите); ** - в зоне вторичной перекристаллизации и плавления

включений рассматриваемой ассоциации относится именно к образованиям первой группы. Экзотические проявления второй группы представлены только двумя образцами: ксенолитом лерцолита размером около 2 см в пикробазаль-

те (авачите) и небольшим брусчатой формы (4,5×2,5×2 см) зональным включением (рис.24. 4) в андезитобазальте, ядро которого сложено ортопироксенитом, промежуточная зона шириной 3-4 мм - железистым гарцбургитом, а краевая каемка

шириной до 1 мм оливиновым пироксенитом с амфиболом и кортландитом (см. табл. 25, обр. АВ-41-77). Обе группы различаются по железистости всех минералов. Причем эта характеристика, как правило, возрастает для отдельных минералов в последовательности: клинопироксен–ортопироксен–оливин–шпинель. Такая последовательность возрастания железистости минералов прослеживается для всех типов включений (см. табл. 25). Наибольшая магнезиальность пироксенов в группе обедненных ксенолитов связана с тем, что они испытали максимальную степень вторичной перекристаллизации. В некоторых образцах ксенолитов гарцбургитов удалось даже выявить две генерации как клино-, так и ортопироксена (см. табл. 25, обр. АВЧ-7 и АВЧ-15). В крупных (несколько миллиметров) зернах хромистой шпинели здесь были обнаружены многочисленные выделения округлой формы размером до 30–40 микрон, заполненные сростками клино- и ортопироксена в ассоциации с андезитовым или дацитовым стеклом, а иногда и амфиболом. Эти минералы-узники 1-ой генерации имеют железистость около 8–9 мол.% для клинопироксена и около 10–15 мол.% для ортопироксена. В то же время железистость этих минералов 2-ой генерации в основной перекристаллизованной массе породы на 1–2 мол.% ниже. Железистость оливинов, находящихся в виде включений в шпинели, также обычно выше, чем в среднем в образцах гарцбургитов (см. табл. 25, обр. 105). Интересно проследить, как меняется железистость минералов сложнопостроенного ксенолита (см. табл. 25, обр. АВ-41-77). В мономинеральном ядре железистость ортопироксена минимальная, но такая же, как в аналогичном минерале из лерцолита в группе обогащенных включений. В железистом гарцбургите, которым сложена основная масса включения, железистость всех минералов выше, чем в лерцолите. В пироксенит-кортландитовой краевой каемке (при появлении большого количества железистого амфибола – натровый метасоматоз!) исчезает ортопироксен, заметно увеличивается железистость оливина и клинопироксена. Причем для второго минерала она продолжает возрастать по мере увеличения количества амфибола. Вообще, в ксенолитах пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации ортопироксен, как правило, отсутствует и был встречен в структурах распада в клинопироксене только в одном образце безамфиболового верлита из пикробазальта.

В зонах вторичного плавления некоторых верлитов наблюдается заметное повышение магнезиальности клинопироксена (см. табл. 25, обр. 5881).

Особенности состава минералов

Остановимся на характеристике отдельных минералов.

Клинопироксен. На диаграмме Р–Р (рис. 25) точки составов этого минерала из включений обедненной группы дунит-гарцбургитовой ассоциации располагаются только в поле V. Это свидетельствует о том, что мы имеем дело с наиболее магнезиальными членами малоглубинного типа включений, относящегося к плагиоклазовой фации. Как видно из рисунка 25, область составов пироксенов из гарцбургитов образует две ветви. Одна из них (здесь группируется большая часть точек) протягивается параллельно границе между полями III и V и слегка заходит в поле VI пироксенитов с магнетитом. В эту же сторону ориентирована и часть трендов изменения составов минерала в одном зерне (центр–край) или в одном образце (сложное включение обр. АВ-41-77). По аналогии с большинством трендов пироксенов вулканитов можно считать, что это – обычный температурный тренд (накопление в составе минерала Fe, Ti, Al и уменьшение концентраций Mg, Cr). Но есть тренды и обратного направления, отражающие изменение состава пироксенов в ходе их перекристаллизации (возрастание содержания MgO , Cr_2O_3).

Вторую ветвь образуют только точки клинопироксенов-узников в зернах шпинели (обр. АВЧ-15). Они относительно обогащены железом и глиноземом (преимущественно в VI-ой координате), содержат больше Cr_2O_3 (до 2%), но практически лишены щелочей и титана. По-видимому, здесь сказывается влияние флюидной фазы, т.к. стрелки трендов направлены в соответствии с изменением составов тех зон, которые непосредственно контактируют с амфиболом.

Область составов пироксенов из включений верлит-пироксенит-кортландитовой ассоциации прямо продолжает первую ветвь изменения составов этого минерала из гарцбургитов. Характерно наличие как прямых (температурных), так и обратных (перекристаллизации) трендов изменения составов. Некоторые тренды направлены поперек общей вытянутости поля и отражают, видимо, локальные вариации изменения составов, вызванные влиянием летучей фазы.

Ортопироксены, с одной стороны, повторяют особенности клинопироксенов – в обедненных гарцбургитах они также низкоглиноземистые (около 1.5% Al_2O_3) и обогащены хромом. Причем большей глиноземистостью и большей хромистостью отличаются как раз минералы-узники в

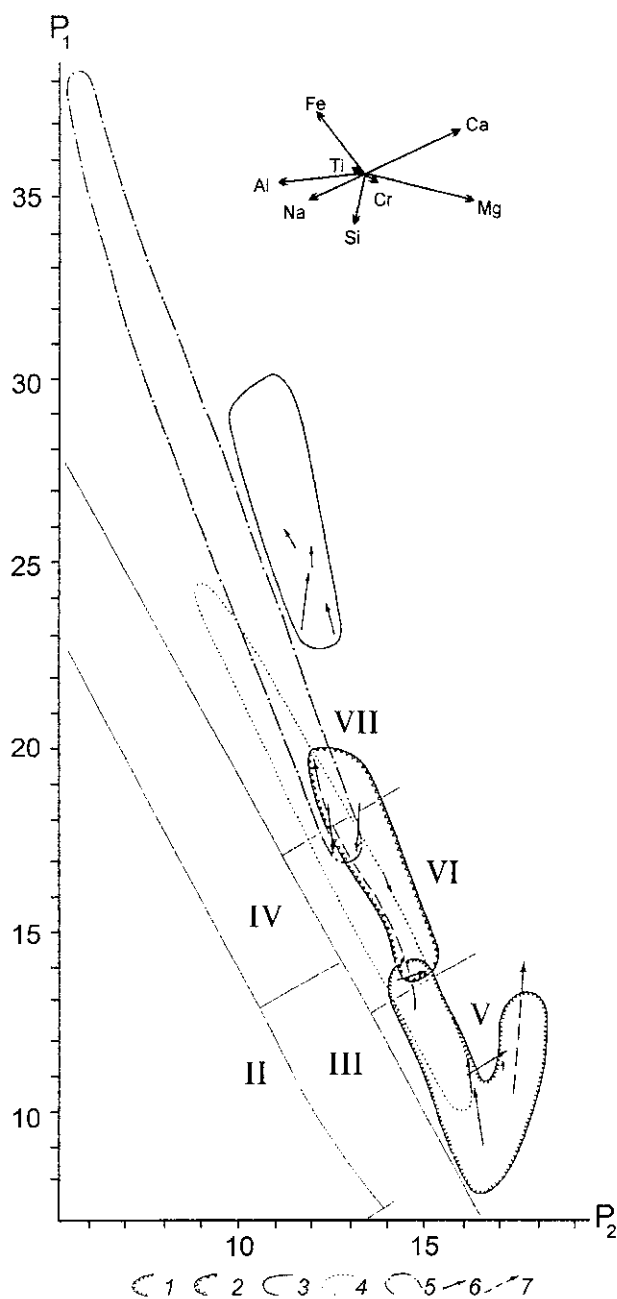


Рис. 25. Диаграмма $P_1 - P_2$ для клинопироксенов из различных типов включений вулканов Авачинский и Харчинский

Области составов клинопироксенов из включений: 1 – обедненных легкоплавкими компонентами дунитов и гарцбургитов, 2 – пироксенитов с магнетитом, 3 – кортландитов, горнблендитов; из вулканидов, содержащих включения: 4 – пикробазальтов (авчитов), 5 – базальтов и андезитобазальтов; тренды изменения составов клинопироксенов: 6 – в одном зерне, 7 – в одном образце. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 4

шпинели (до 4.3% Al_2O_3 и до 3.9% Cr_2O_3). С другой стороны, наблюдаются и противоположные тенденции: если клинопироксены-узники в шпинели

обеднены CaO и SiO_2 , то ортопироксены обогащены этими компонентами (до 2% CaO при среднем содержании в гарцбургитах около 0.6% и до 58% SiO_2 при средних значениях 56.5%).

В группе обогащенных включений рассматриваемый минерал характеризуется меньшей хромистостью (обычно не более 0.2–0.3% Cr_2O_3). Несколько обогащен хромом (до 0.44%) ортопироксен из мономинерального ядра зонального ксенолита (обр. АВ-41-77), но практически лишен этого компонента – в лерцолите (обр. АВЧ-5/85) и верлите (обр. АВЧ-4-85).

В обогащенном лерцолите ортопироксен при приближении к контакту со стеклом проявляет отчетливую зональность – становится несколько более магнизальным (см. табл. 25, обр. АВЧ-5/85), обогащается кремнеземом (на 2%), но обедняется глиноземом (на 0.5%) и кальцием (на 0.5%).

Оливин. Еще в дозондовый период минералогического изучения ксенолитов Камчатки была использована методика массового оптического определения составов этого минерала путем измерения его показателя преломления в ориентированных разрезах в иммерсионных жидкостях [Колосков, Хотин, 1978]. Массовые замеры позволили построить вариационные кривые составов этого минерала для обеих ассоциаций включений. График распределения составов оливинов дунит-гарцбургитовой ассоциации имеет один четко выраженный максимум в диапазоне $Fo=90-91\%$, что хорошо согласуется с данными по обедненным гарцбургитам, полученными при микрозондовом анализе (см. табл. 25). Диапазон изменения составов оливинов пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации, полученных оптическими методами, значительно шире ($Fo=87-76\%$) тех данных, которые для этой ассоциации приводятся в таблице 25. Связано это с тем, что при оптических исследованиях использовано гораздо больше образцов и самих замеров. Оливины обедненных гарцбургитов характеризуются очень низкими содержаниями CaO (не более 0.05–0.06%) и повышенными NiO , особенно в минералах-узниках в шпинели (здесь отмечается также повышение содержание Cr_2O_3 до 0.44%). В обогащенном лерцолите содержание CaO повышается до 0.15%, а в пироксените и кортландите до 20%.

Шпинели. В породах дунит-гарцбургитовой ассоциации можно выделить две генерации этого минерала. Крупные (до 1–3 мм) и количественно преобладающие зерна шпинели характеризуются высоким содержанием Cr_2O_3 (от 39 до 44%) и большей железистостью (см. табл. 25). По данным С.А.Щеки и Ж.А.Щека [1973], в ассоциации с

хромистым амфиболом содержание Cr_2O_3 в некоторых хромитах повышается до 58.6%. Именно в этой генерации шпинели были обнаружены минералы-узники. Вторая генерация – редкие мелкие зерна хром-алюминиевой шпинели. Она несколько более магнезиальна (см. табл.25) и содержит не более 35–37% Cr_2O_3 .

Еще меньше хрома (33% Cr_2O_3), но при высокой железистости содержит этот минерал в ядре ортопироксена зонального образца (обр. АВ-41-77). В верлитах (обр.5881) шпинель отчетливо зональна: ядра кристаллов содержат 26–33% Cr_2O_3 , а краевые зоны и мелкие зерна – не более 15–18% этого компонента (железистость при этом практически не меняется).

Шпинели гарцбургитов низкотитанистые с содержанием TiO_2 не более 0.05–0.06%, более высокое содержание этого компонента (0.73%) наблюдается в минерале из ядра ортопироксена. В шпинелях из верлитов оно повышается до 3%, а в обогащенном лерцолите (обр. АВЧ-5/85) обнаружен титаномагнетит с содержанием TiO_2 до 7.2%.

Амфиболы, как экзотические образования авачинских гипербазитов, неоднократно рассматривались в научных публикациях [Ж.Щека, С.Щека, 1973; Волюнец, Ананьев, 1989]. В первой работе был изучен хромистый (1.79% Cr_2O_3) амфибол из жилки пегматоидного агрегата энстатита, диопсида и хромита в лерцолитовом ксенолите. Во второй публикации рассматриваются хромистые магнезиальные роговые обманки интерстициального типа из дунитов и гарцбургитов.

Автором была обнаружена магнезиальная роговая обманка с содержанием Cr_2O_3 до 1.65% в виде мелких выделений в клинопироксене гарцбургита, а также в ассоциации минералов-узников в хромистой шпинели. Здесь она наиболее хромистая (до 2.6–2.8% Cr_2O_3) и более железистая, чем в клинопироксене (см. табл.25). Как уже отмечалось предыдущими исследователями, хромистые амфиболы из авачинских ксенолитов характеризуются низкой щелочностью (не более 1.6–1.75% Na_2O и не более 0.24% K_2O) и низкой титанистостью (не более 0.44% TiO_2).

Железистые амфиболы пойкилитового типа в породах пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации относятся уже к титанистым паргаситам. Они также содержат мало щелочей (не более 2.8–2.9% Na_2O и не более 0.25–0.30% K_2O), но повышенное количество TiO_2 (до 1.5–1.7%).

Полевые шпаты представлены двумя зернами плагиоклаза. Мелкое зерно лабрадора (An_{53}) было обнаружено в ассоциации минералов-узников в шпинели (обр. АВЧ-7) рядом с андезитовым

стеклом, а мелкое выделение битовнита ($\text{An}_{75.5}$) было зафиксировано в виде включения в клинопироксене пироксенита из пикробазальта (обр. АВЧ-4-85).

Закаленная стекловатая фаза была проанализирована в участках интенсивного плавления гарцбургита зонального включения (обр. АВ-41-77), верлита (обр.5881), а также среди ассоциации минералов-узников в шпинели (обр. АВЧ-15). Стекла в гарцбургитах меняются по составу от кислых андезибазальтов до дацитов (табл.26). Для них характерна обратная коррелятивная зависимость между Al_2O_3 и SiO_2 , что свидетельствует об участии в плавлении ортопироксена (они и были встречены среди агрегата плавленых зерен ортопироксена). Стекла в верлите имеют базальтовый состав и характеризуются обычным для “пироксенитовых” стекол высоким накоплением глинозема (см. табл.26) и низкой островодужной титанистостью. Для всех стекол характерна низкая калиевая щелочность. По своим петрохимическим особенностям – это обычная низкокалиевая серия островодужного типа. Однако среди ассоциации минералов-узников в шпинели была обнаружена стекловатая фаза с высоким содержанием щелочей (см. табл.26, обр.3, 4). Это уже фонолит. Стекла подобного состава довольно редки даже в ксенолитах, связанных со щелочным вулканизмом континентальных областей и появляются иногда в зонах интенсивного калиевого метасоматоза. Тем более непонятным оказывается его происхождение в связи с ассоциацией минералов-узников в шпинели. В такой обстановке, скорее, можно предполагать его остаточную природу. В любом случае этот феномен требует дополнительного изучения.

3.4.2. Ультраосновные включения в породах известково-щелочной серии Ключевского вулкана

Особенности геологического положения и характер распространения включений

Современный действующий вулкан Ключевская сопка находится в одноименной группе вулканов и располагается в северной части Центральной Камчатской депрессии. В составе продуктов извержений выделяются два типа базальтов – магнезиальные и глиноземистые известково-щелочного типа [Действующие вулканы..., 1991]. В обоих типах пород встречаются ксенолиты оливинитов, гарцбургитов, пироксенитов, а также

Таблица 26. Состав стёкол из различных типов включений в вулканитах Авачинского вулкана

Название породы	Гарцбургит		Гарцбургит (узники в шпинели)		Верлит		
	№ п. п.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂		59.01	60.13	58.38	65.92	50.60	50.79
TiO ₂		0.49	0.42	0.14	0.05	0.76	0.74
Al ₂ O ₃		21.12	21.05	21.09	18	21.73	21.77
Cr ₂ O ₃		0.02	0.02	0.75	2.42	0	0
FeO		5.31	5.09	1.91	1.64	8.35	8.19
MnO		0.11	0.09	0.02	0.05	0.08	0.06
MgO		1.82	2.09	1.92	2.08	3.53	3.59
CaO		7.76	6.92	2.26	6.29	8.23	8.48
Na ₂ O		1.67	1.49	5.16	1.42	3.45	3.51
K ₂ O		0.73	0.77	8.82	0.33	0.31	0.3
Сумма		98.06	98.09	100.45	98.21	97.05	97.37

Примечание. 1, 2 – в зоне плавления сложного включения (обр. Ав-41-77); 3 – обр. АВЧ-7; 4 – обр. АВЧ-15; 5-6 – участки пористого стекла в зоне плавления клинопироксена, обр. 5881

габброидов, однако в глиноземистых базальтах их значительно меньше. Подробное петрографическое описание различных типов ксенолитов проведено Б.И.Пийпом [1956], однако детального минералогического их изучения не проводилось. Автором была исследована коллекция образцов ультраосновных ксенолитов И.Т.Кирсанова. Как видно из таблицы 23 (ан.8), ксенолитсодержащие вулканы можно отнести, скорее, к промежуточному типу (по соотношению Al₂O₃ и MgO) развитых в островных дугах пород известково-щелочной серии. Среди ксенолитов изученной коллекции преобладают включения размером до 2,5–3 см мелкозернистых перекристаллизованных гарцбургитов, кроме того встречено несколько образцов “зеленых” пироксенитов, а также мегакристов диопсида размером до 1–1,5 см. В гарцбургитах отмечается тонкая полосчатость, вызванная преобладанием в отдельных зонах оливина или ортопироксена, иногда встречаются вытянутые скопления зерен шпинели. Контакты с вмещающей породой всегда четкие, резкие, без видимых преобразований или новообразований.

Типизация пород включений

Как видно из таблицы 27, обедненные гарцбургиты характеризуются умеренно низкой и близкой для пироксенов и оливина железистостью. При этом в отдельных крупных кристаллах (до 200–300 микрон) как клино-, так и ортопироксена отчетливо проявляется зональность: магнезиальная центральная часть по периферии сменяется более железистыми генерациями этого минерала (см. табл.27, обр.кк-3). В том же образце был обнаружен прожилок амфиболового состава шириной около 500 микрон. В центральных частях прожилка железистость амфибола примерно в 2 раза выше, чем на краю, где он даже несколько более магнезиален, чем граничащие с ним оливины и пироксены. Если вспомнить авачинские минералы-узники в шпинели из ксенолитов перекристаллизованных гарцбургитов, которые также характеризуются более высокой железистостью и нередко ассоциируют с амфиболом, а также пористым, достаточно кислым стеклом, то наблюдаемую зональность определенно можно связать с влиянием флюидной фазы в процессе перекристаллизации включений.

Таблица 27. Железистость минералов в различных образцах ксенолитов Ключевского вулкана

№ п.п.	№ образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Шпинель	Амфибол
I. Включения дунит-гарцбургитовой ассоциации						
1	кк-2	8.9(1)	8.9(8)	9.53(15)	38.43(8)	–
2	кк-3	6.34(1)-а	7.68(1)-а	–	–	–
		9.3(3)-б	8.9(6)-б	9.14(8)-б	–	8.36(2)-а 15.92(3)-б
II. Включения пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации						
3	кк-1	10.44(7)-а	–	–	62.5(2)-а	–
		15.36(12)-б	–	17.42(7)-б	65.2(3)-б	–

Примечание. 1 – гарцбургит; 2 – амфиболсодержащий гарцбургит; 3 – пироксенит; а, б – разные генерации минералов

Интересно, что подобное изменение железистости клинопироксена наблюдается в ксенолите оливинсодержащего пироксенита при переходе от центральных к краевым зонам отдельных кристаллов или при сравнении близко расположенных блоков одного агрегата (см. табл. 27, обр.кк-1). Зерна шпинели неоднородны по составу – здесь также мелкие зерна наиболее железистые.

Минералогические особенности ксенолитов

Клинопироксены ключевских гарцбургитов характеризуются повышенной глиноземистостью и натровостью (около 3% Al_2O_3 в безамфиболовых разностях и порядка 4% в амфиболосодержащем образце, а также до 0.3–0.35% Na_2O в обоих образцах) по сравнению с подобными минералами авачинских гарцбургитов (табл. 10п). При этом в зональном кристалле от центра к периферии по мере увеличения железистости возрастает содержание алюминия (от 0.64 до 3.84% Al_2O_3), натрия (от 0.02 до 0.14% Na_2O) и хрома (от 0.24 до 1.5% Cr_2O_3), но уменьшается – кальция (от 23.72 до 22.52% CaO). Подобным образом меняется состав этого минерала в зональном кристалле из пироксенита (от 1.04 до 2.72% Al_2O_3 ; от 0.06 до 0.24% Na_2O ; от 0.06 до 0.13% Cr_2O_3 ; от 23.7 до 21.33% CaO). Здесь также возрастает еще и титанистость минерала (от 0.04 до 0.12% TiO_2).

Ортопироксены. Для этого минерала по сравнению с авачинскими ортопироксенами наблюдается сходная картина более высокого содержания глинозема и его возрастания в зональных кристаллах. Например, состав минерала в одном из зональных кристаллов меняется от центра к периферии: SiO_2 от 60.05 до 58.75%; Al_2O_3 от 0.80 до 1.35%; CaO от 0.53 до 0.65%; f от 7.68 до 8.78 мол %. С ростом железистости ортопироксенов в их составе увеличивается содержание кремнезема и, в отличие от клинопироксенов, – кальция.

Оливины при относительной стабильности составов в гарцбургитах характеризуются крайне низкими содержаниями CaO (0.01–0.03%) и невысокими NiO (0.14–0.15%). В пироксенитах с ростом железистости минерала заметно ощущается примесь марганца (до 0.14–0.16% MnO), количество CaO остается низким (0.05–0.06%), а содержание никеля становится ниже порога чувствительности микронзондового анализа.

Шпинели из гарцбургита характеризуются высокой железистостью (около 38.4%), хромистостью (52–54% Cr_2O_3), заметной примесью TiO_2 (до 0.2%) и MnO (до 0.34%) и сравнительно невысокой глиноземистостью (12–15% Al_2O_3). К

краевым частям зерен наблюдается возрастание содержания TiO_2 и Al_2O_3 , уменьшается железистость и хромистость. Шпинели из пироксенита отличаются высокой железистостью (см. табл. 27) и титанистостью (до 1.5–1.6% TiO_2) и при близкой к гарцбургитовым шпинелям глиноземистости значительно обеднены хромом (не более 24–26% Cr_2O_3). Содержание MnO в них немного ниже (0.23–0.27%), чем в гарцбургитовых шпинелях. В краевых частях зерен увеличивается количество глинозема, уменьшается железистость и хромистость.

Амфиболы из гарцбургитов относятся к титанистым гастингситам. Ранее [Волынец, Ананьев, 1989] отмечались находки подобных амфиболов в вебстеритах этого вулкана. При варьирующей железистости ($f=7$ –16.6%) они характеризуются высокой титанистостью (до 2–2.6% TiO_2), повышенным содержанием щелочей (до 2.6–2.7% Na_2O и до 0.4–0.45% K_2O). Содержание Cr_2O_3 не превышает 0.5%.

3.4.3. Ультраосновные включения в дайке субщелочных базальтов Харчинского вулкана

Особенности геологического положения и характер распространения включений

Плейстоценовый Харчинский вулкан располагается несколько особняком в северной части Центральной Камчатской депрессии. В составе его продуктов также выделяются два типа базальтов: магнезиальные и глиноземистые известково-щелочной серии.

Хотя сообщения о находках ультраосновных включений на этом вулкане известны достаточно давно [Ермаков и др., 1978], описаний их в геологической литературе не приводится. Автором были изучены ксенолиты в дайке, которая располагается в северо-западном борту вершинной кальдеры вулкана и имеет восток-северо-восточное простирание. Мощность ее 4–5 м, она прослежена по простиранию на расстоянии 100–150 м. Дайка сложена субафировыми биотит-амфиболовыми субщелочными базальтами повышенной магнезиальности (см. табл. 23, ан. 9). В соответствии с высокой калиевой щелочностью эти базальты характеризуются значительными концентрациями Zr , Ba , Sr и имеют высокое La/Yb отношение. Высокая магнезиальность обеспечивает им повышенные содержания Ni и Cr . Однако низкие содержания Ti , Nb и Ta свидетельствуют о принадлежности этих базальтов к островодужному типу.

Ксенолиты в дайке достаточно обильны, размер их колеблется от нескольких миллиметров до 10–12 см. По составу они распределяются следующим образом: 1) дуниты, гарцбургиты, лерцолиты – до 70%, 2) “зеленые” пироксениты – 30%, 3) амфиболовые пироксениты, кортландиты – единичные образцы.

Типизация пород включений

По всей вероятности, здесь присутствует лишь одна группа обедненных легкоплавкими компонентами ксенолитов дунит-гарцбургитового ряда. Различия в железистости минералов в породах этой группы связаны в основном с присутствием первичных (обычно более железистых) и вторичных, перекристаллизованных (более магнезиальных) генераций минералов (табл.28). Эти генерации различаются меньшей зернистостью и присутствием бластических структур (обр.8846/1 – одна вторичная генерация перекристаллизованных зерен клинопироксена; обр.8846/7 – законсервированные в оливине сростки клино- и ортопироксена более железистые, чем в целом по породе мелкозернистые генерации тех же минералов). В таком же мелкозернистом перекристаллизованном агрегате, но в ассоциации с амфиболом железистость пироксенов заметно выше, чем для подобных генераций в отсутствие этого минерала (см. табл.28, обр.8846/10). Любопытно, что в ассоциации с минералами-узниками в оливине (обр.8846/7) в сростке с клинопироксеном была обнаружена сравнительно низкожелезистая глиноземистая шпинель.

Минералы включений пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации заметно более железистые, причем по мере возрастания количества амфибола и его железистости (переход от амфи-

болсодержащих пироксенитов к кортландитам) увеличивается железистость пироксенов. Иногда даже в одном образце (см. табл.28, обр.8846/6) можно наблюдать две генерации клинопироксена, причем более железистая фиксируется в непосредственном контакте с амфиболом. Характерно наличие относительно магнезиальной, но более железистой, чем в гарцбургитах глиноземистой шпинели и титаномагнетита.

Минералогические особенности ксенолитов

Клинопироксены из включений дунит-гарцбургитовой ассоциации, относящиеся к железистой генерации, так же как и в ксенолитах предыдущих районов отличаются повышенной глиноземистостью (до 5% Al_2O_3 по сравнению с 1.2% – в среднем для перекристаллизованных образований) (табл.11п). Однако она достаточно высокая в перекристаллизованных разностях (до 4%) где присутствует амфибол (обр.8846/10). Здесь же заметно возрастает натровость клинопироксена (до 0.3–0.35% Na_2O) в отличие от ничтожных содержаний (0.01–0.06%) в первичных и перекристаллизованных генерациях этого минерала при отсутствии амфибола. Максимально высокие содержания Cr_2O_3 (до 1.94%) отмечаются в краевых зонах клинопироксенов на контакте с хромистыми амфиболами. Содержание этого же компонента в первичных пироксенах – 0.19%, а в перекристаллизованных, но безамфиболовых разностях – около 0.3%. В кортландитах железистые генерации клинопироксенов отличаются максимальным накоплением глинозема (до 9.3% Al_2O_3), титана (до 0.6% TiO_2) и натрия (до 0.40% Na_2O).

По данным многомерного статистического анализа, точки составов клинопироксенов из гарцбургитов (подобно авачинским пироксенам

Таблица 28. Железистость минералов в различных образцах ксенолитов Харчинского вулкана

№ п.п	№ образца	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Шпинель	Амфибол
I. Включения дунит-гарцбургитовой ассоциации						
1	8846/1	6.28(4)	–	11.03(5)	48.48(5) _{Cr}	–
2	8846/7	11.09(1)	10.51(3)	10.59(4)	24.94(2) _{Al}	–
		6.93(4)	6.09(3)	–	49.83(8) _{Cr}	–
3	8846/10	8.7(4)	9.32(6)	9.66(3)	–	9.44(3)
		–	–	–	30.81 ^{**} _{Cr}	–
II. Включения пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации						
4	8846/2	14.61(7)	22.1(5)	24.88(2)	mt	21.25(3)
5	8846/9	13.59(13)	–	–	26.34(2) _{Al}	28.01(5)
6	8846/6	23.75(5)	25.83(3)	–	mt	30.35(8)
		31.3(3) ^{***}	–	–	–	–

Примечание. 1 – интенсивно перекристаллизованный гарцбургит; 2 – перекристаллизованный гарцбургит; 3 – амфиболитизированный пироксенит; 4, 5 – амфиболовый пироксенит; 6 – кортландит; ** – в зоне интенсивного плавления на границе со стеклом; *** – на границе с амфиболом

из ксенолитов того же типа) целиком располагаются в поле V (см. рис.25), а из пироксенитов и кортландитов – образуют тренд, направленный в сторону обогащения их железом, т.е. рассматриваемые ксенолиты относятся к плагиоклазовой фации глубинности.

Ортопироксены характеризуются сравнительно низкой глиноземистостью (0.2–1.2% Al_2O_3), как для первичных, так и для перекристаллизованных генераций, однако в среднем она выше (около 1% Al_2O_3) в образце, где присутствует амфибол, чем в безамфиболовом гарцбургите (около 0,6% Al_2O_3). В некоторых перекристаллизованных зернах этого минерала отмечается возрастание CaO до 1.6–1.8%.

Ортопироксены пироксенитов и кортландитов, которые присутствуют обычно в виде узких полосок или мелких пятен распада в клинопироксенах и в виде единичных мелких зерен в зонах перекристаллизации включений, характеризуются высоким содержанием глинозема (до 3.8–4.0%). Наиболее железистые генерации этого минерала обогащены MnO (до 0.5–0.6%).

Оливины гарцбургитов стабильны по составу, имеют низкие содержания CaO (до 0.02–0.03%), а в более железистых разностях слегка повышенные концентрации MnO (до 0.2%). В оливинах пироксенитов отмечается некоторое возрастание железистости в краевых зонах ($f=24,3–25,5$ мол.%) и общее повышенное содержание CaO (до 0.13%) и MnO (до 0.35%).

Шпинели включений дунит-гарцбургитовой ассоциации характеризуются содержанием от 10 до 26% Al_2O_3 . Понижение глиноземистости в наиболее перекристаллизованных разностях сопровождаются возрастанием их хромистости (от 37–38% до 46–51% Cr_2O_3). В зональных зернах с возрастанием хромистости возрастает и железистость минерала. В амфиболсодержащем гарцбургите глиноземистость шпинелей выше, а хромистость и железистость ниже, чем в безамфиболовом ксенолите того же состава. В глиноземистой шпинели-узнике в оливине (обр.8846/7) содержание Al_2O_3 составляет 52–55% и Cr_2O_3 – 9.8–13.4%. Шпинели подобного состава обычны для ксенолитов лерцолитов в щелочных базальтах континентальных областей и, видимо, впервые обнаружены в ксенолитах островодужных вулканитов.

В одном из образцов пироксенитов (обр. 8846/9) было встречено также несколько зерен высокоглиноземистой (50–51% Al_2O_3) и малохромистой (3% Cr_2O_3) шпинели совместно с титаномагнетитом и низконатровым клинопироксеном. Интересно, что примерно такое же содержание глинозема, но при большей железистости и

отсутствии Cr_2O_3 имеет аномальная шпинель плагиоклазовых включений р.Валоваям, где она также ассоциирует с магнетитом.

Амфиболы из гарцбургита относятся к паргаситам с высоким содержанием Cr_2O_3 (до 1.8%). Они характеризуются низкой титанистостью (не более 0.11% TiO_2), умеренной натровой (2.0–2.5% Na_2O) и повышенной калиевой (до 1% K_2O) щелочностью. В зональных зернах к периферии растет железистость, уменьшается содержание хрома, возрастает количество глинозема и калия.

В ксенолитах пироксенит-кортландитовой ассоциации также присутствуют паргаситы, для которых характерны большая титанистость (до 0.8–0.9% TiO_2), низкая хромистость (не более 0,2% Cr_2O_3) при варьирующем содержании K_2O (от 0 до 1.2%).

Полевые шпаты. Несколько мелких зерен плагиоклаза было обнаружено в участках интенсивной перекристаллизации и метасоматического изменения пироксенитов и кортландитов. Это почти чистый анортит ($An=96\%$) в кортландите (обр.8846/6) и зональный битовнит ($An=77\%$) в пироксените (обр.8846/9), который по периферии обрастает основным андезином (An_{48}). Кроме того, в одном из образцов пироксенита было зафиксировано мелкое зерно ортоклаза (65% ортоклазовой молекулы) в виде включения в клинопироксене.

3.4.4. Ультраосновные включения в известково-щелочных вулканитах острова Чиринкотан и окрестностей острова Броутона

Особенности геологического положения, типизация пород включений

Как пример ультраосновных ксенолитов в вулканитах островодужного типа, проявления которых не сопровождаются внутриплитными образованиями, рассмотрим регион Курильских островов, где О.Н.Волынцом [Волынец и др., 1990; Подводный вулканизм..., 1992] подробно изучена минералогия включений в амфиболовых андезитах извержения 1980 г. на вулкане Чиринкотан, в оливинпироксеновых базальтах подводного вулкана вблизи острова Броутона и в амфиболовых андезитах вулкана Броутона. Дальнейшее изложение материалов приводится по результатам этого изучения. В составе включений преобладают амфиболсодержащие габброиды, а также амфибол и биотитсодержащие сланцы и амфиболиты. Ультраосновные ксенолиты составляют не более 10% выборки

и представлены лерцолитами и гарцбургитами, хотя встречаются дуниты, верлиты и оливиновые пироксениты. Все ксенолиты содержат Cr-Al-шпинель и небольшое количество плагиоклаза. Во многих из них отмечаются редкие выделения амфибола и биотита (вростки в пироксене, либо минералы-узники). По валовому составу пород курильские ксенолиты отличаются от континентальных включений повышенными концентрациями никеля, ванадия и щелочей, а от рассмотренных камчатских – более высоким уровнем накопления никеля, ванадия, стронция, рубидия, щелочей и хрома.

Минералогические особенности ксенолитов

Железистость **клинопироксенов** колеблется от 8.5 до 11 мол.%, они характеризуются низкой натровостью (не более 0.11% Na₂O), высокой кальциевостью (до 24–25% CaO), умеренной глиноземистостью (до 3.2% Al₂O₃) и хромистостью (до 0.7% Cr₂O₃).

Железистость **ортопироксенов** составляет от 8 до 14.5 мол.%. Они относительно глиноземистые (до 4.2% Al₂O₃), хромистые (до 0.7% Cr₂O₃), некоторые зерна содержат до 1% CaO.

Железистость **оливинов** варьирует в более широком диапазоне: от 8.5 до 16 мол.%. Кроме того, они характеризуются несколько повышенным содержанием CaO (до 0.12%).

Железистость **шпинелей** меняется от 19 до 60 мол.%. Обычно этот минерал относится к хром-алюминиевому типу, однако в некоторых гарцбургитах были обнаружены зерна как хромистой (до 44.85% Cr₂O₃, не более 20.2% Al₂O₃), так и глиноземистой (до 50.2% Al₂O₃, 31.3% Cr₂O₃) шпинели. Они характеризуются повышенной титанистостью (до 0.30–0.34% TiO₂).

Амфиболы относятся к паргаситам. Они характеризуются низким содержанием TiO₂ (<1%), повышенной хромистостью (1.0–1.6% Cr₂O₃) и щелочностью (до 2–2.4% Na₂O; до 0.6–0.8% K₂O).

Редкие вростки **слюды** в кристаллах ортопироксена или включения ее в виде минерала-узника имеют флогопитовый состав с высоким содержанием Cr₂O₃ (1–2%), Al₂O₃ (15–16%) и низким TiO₂ (1–2.2%).

Полевые шпаты представлены, с одной стороны, плагиоклазами вростков, интерстиционных выделений и реакционных зон, состав которых колеблется от лабрадора (An₅₁₋₆₂) до битовнит-анортита (An₈₂₋₈₆) в лерцолитах и гарцбургитах и от андезин-лабрадора (An₄₈₋₅₁) до анортита (An₉₅₋₉₆) в оливиновом пироксените. С другой стороны, олигоклазы и K-Na-полевые шпаты были обнаружены

в составе минералов-узников в расплавных микровключениях в ксенолите гарцбургита.

Стекла из реакционных зон на границах шпинель–оливин имеют состав андезитов, из расплавных включений – риодацитов и риолитов. По содержанию K₂O они соответствуют породам высококальциевой серии, а наиболее кислые разности – породам шошонит-латитовой серии.

Остановимся на некоторых примерах проявления ультраосновных ксенолитов в островодужных вулканидах рассматриваемой фронтальной зоны.

Обнаруженные в породах эоцен-олигоценовой базальт-плагиориолитовой формации Командорских островов [Цветков, Шмидт, 1982] ультраосновные включения представлены шпинелевыми перидотитами (лерцолитами) и клинопироксенитами. Лерцолитовые включения состоят из гипидиоморфных зерен оливина (Fo=90–92), эндиопсида, энстатита и хромшпинелида. Клинопироксениты образованы зернами авгита, включающими оливин (Fo=88–90). Пироксены характеризуются низкой глиноземистостью (2.10% Al₂O₃ в клинопироксенах лерцолита и 3.91% – пироксенита, а содержание глинозема в ортопироксене лерцолита составляет 1.69%) и невысокой натровостью (0.23% Na₂O и 0.36% в клинопироксене лерцолита и пироксенита и 0.10% в ортопироксене лерцолита).

В плиоцен-плейстоцен-голоценовых известково-щелочных вулканидах Командорско-Алеутской дуги ультраосновные ксенолиты присутствуют на вулканах Адагдаг и Моффет на острове Адак и были обнаружены на острове Канага в двух дайках миоценового или плиоценового возраста [Mantle xenoliths, 1987]. Первые представлены дунитами, верлитами, клинопироксенитами, горнблендитами. Встречаются также амфибол и ортопироксеносодержащие габбро. Ксенолиты из даек представлены дунитами, верлитами и клинопироксенитами. Здесь также встречаются ортопироксеновые габброиды. Характерной особенностью ксенолитов вулканов Адагдаг и Моффет является то, что амфибол встречается здесь почти в любом типе включений, а ортопироксен, напротив, был обнаружен только в безамфиболовых верлитах и клинопироксенитах острова Канага. Клинопироксены ультраосновных включений характеризуются [Mantle xenoliths, 1987; Цветков, 1990] невысокой натровостью (до 0.36–0.38% Na₂O), умеренной хромистостью (до 0.7–0.8% Cr₂O₃) и варьирующей глиноземистостью (от 1.7 до 5% Al₂O₃). В ортопироксенах содержание Al₂O₃ меняется от 1 до 3.4%, а количество CaO в некоторых образцах доходит до 2%. Железистость оливинов варьирует от 8 до 16 мол.%, а содержание NiO в некоторых зернах доходит до 0.49%.

Шпинели в основном хромистые (с содержанием до 54% Cr_2O_3 и от 7 до 35% Al_2O_3), однако в ортопироксенсодержащем верлите была обнаружена глиноземистая (до 53% Al_2O_3) шпинель. Амфибол представлен паргаситом с содержанием Cr_2O_3 до 0.82%. Он характеризуется повышенной титанистостью (до 2% TiO_2) и щелочностью (до 2.5–3.3% Na_2O , до 0.8–0.9% K_2O).

Автором были обнаружены [Волынец и др., 1992] и минералогически охарактеризованы мелкие (1–1,5 см) включения клинопироксенитов с оливином в оливин-пироксеновых базальтах, драгированных с вулканической постройки к северу от острова Чугинадах (Восточные Алеуты). Ксенолиты представлены агрегатом сравнительно железистого ($f=13$ –15 мол.%) низконатрового (до 0.05–0.06% Na_2O) хромдиоксида (до 1% Cr_2O_3) с редкими зернами хризолита ($f=12.5$ –15.5 мол.%), содержащего до 0.4% CaO . В оливине и пироксене встречаются мелкие зерна хром-алюминиевой шпинели (31–32.5% Cr_2O_3 ; 23–25% Al_2O_3).

Кратко суммируем особенности проявления ультрамафитовых ксенолитов в вулканитах остро-водужного типа.

1. Базит-гипербазитовые включения распространены в породах широко варьирующих как по кремнекислотности (от 48% до 60% SiO_2), так и по щелочности (0.55–3.5% K_2O). Чаще всего включения встречаются в андезибазальтах повышенной магнезиальности.

2. Ксенолиты обнаруживаются в различных фациях вулканитов: взрывных пирокластических продуктах, потоках, дайках, экструзивной мантии. Наиболее распространены, обильны и разнообразны включения во взрывных пемзово-пирокластических образованиях.

3. Выделяются две ассоциации включений: дунит-гарцбургитовая и пироксенит-верлит-корландитовая.

По особенностям состава минералов и их парагенезисов – частому присутствию плагиоклаза, нередко проявленной габброизации ультраосновных ксенолитов эти ассоциации включений относятся к плагиоклазовой фации глубинности. В их составе отсутствуют барофильные минералы, ксенолиты “черной” серии, так же как и мегакристы титанавгита.

4. Для обеих ассоциаций включений характерно широкое развитие амфибола, что свидетельствует об относительно водных условиях образования и преобразования включений.

5. В целом, облик пород включений, как и состав их минералов, определяется сочетанием двух разнонаправленных процессов: интенсивной перекристаллизацией, вероятно, как результат их декомпрессионного, а возможно, и метаморфогенного преобразования, и щелочного (преимущественно натрового) метасоматоза.

Перекристаллизация включений приводит к уменьшению железистости и глиноземистости пироксенов, натровости клинопироксенов, возрастанию Cr/Al -отношения в шпинелях. Щелочной метасоматоз вызывает обратную картину: увеличивается железистость и глиноземистость пироксенов при возрастающей активности хрома. Рост степени амфиболитизации породы сопровождается исчезновением ортопироксена.

6. В вулканитах различной щелочности (толеитовых, известково-щелочных и субщелочных сериях) представлен один и тот же тип ультраосновных включений хром-шпинелевых гарцбургитов, состав минералов которых практически не меняется при изменении калиевой щелочности несущих их вулканических пород. Возможно, это свидетельствует о существовании для этих серий единых родоначальных низкокалийевых расплавов с их последующим ощелачиванием и дифференциацией.

Глава 4

КСЕНОЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ВУЛКАНИТЫ И ИХ МЕСТО СРЕДИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Рассматриваются особенности вещественного состава вулканических пород, содержащих базит-гипербазитовые включения, в сравнении с вулканиитами, которые не содержат подобных образований.

Хорошо известно, что состав вулканических пород существенно меняется в зависимости от той тектонической обстановки, в которой они проявляются. Поэтому изложение материала будет проведено путем сравнения геохимических, изотопных и минералогических особенностей вулканиитов, развитых в различных геоструктурных областях. В ряде случаев для получения более общей картины используется материал, выходящий за рамки той зоны, которая ограничена тематикой настоящей работы.

Особое внимание будет уделено анализу классификационных и дискриминантных возможностей того или иного аналитического метода и способам выражения материала.

4.1. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

4.1.1. Классификационные и дискриминантные возможности

Петрохимический анализ является широко распространенным методом познания особенностей вещественного состава вулканиитов, как с целью их диагностики и классификации, так и для выяснения особенностей эволюции магматических расплавов. Помимо табличного способа выражения результатов химических анализов пород существует огромное количество всевозможных диаграмм (обзор многих из них дается в справочном пособии С.В.Ефремовой и К.Г.Стафеева

[1985]). Однако в процессе использования этих диаграмм выяснилось, что наибольшей классификационной емкостью обладают два параметра: степень недосыщенности-пересыщенности породы кремнеземом (либо в виде абсолютных значений содержания SiO_2 , либо в виде различных индексов, например, известные диаграммы SiO_2 -qz Ю.М.Шейнманна [1965]) и щелочами (также в виде абсолютных значений, либо в соотношении с кальцием – например, известный индекс Пикока). Поэтому наиболее употребляемой классификационной диаграммой оказалось графическое выражение соотношения SiO_2 -сумма щелочей. Так как традиционно в пределах областей проявления внутриплитного вулканизма выделялись две основных серии пород: толеитовая и щелочно-базальтовая, то исследователи, работавшие в этих областях, пользуются подобной диаграммой в варианте В.А.Макдональда и Т.Кацуры [MacDonald, Katsura, 1964] с двумя соответствующими полями и одной разграничительной линией. При изучении островодужных и окраинно-континентальных областей было предложено трехчленное деление (толеитовые, известково-щелочные и субщелочные ассоциации). Поэтому в варианте Х.Куно [Kuno, 1959] на диаграмме существовало уже три поля (первые две серии Х.Куно называл соответственно пижонитовой и высокоглиноземистой базальтовой). В обобщенном виде диаграмма SiO_2 -сумма щелочей как основная классификационная рекомендована терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР [Классификация..., 1981].

Анализ материалов по вулканизму переходных зон Циркум-Тихоокеанского пояса показал, что породы здесь наиболее различаются не по суммарной, а по калиевой щелочности (например, известная поперечная петрохимическая зональность островодужных систем связана с последовательным

нарастанием содержания K_2O от фронтальной к тыловой части дуги). Поэтому наиболее употребительной для описания островодужных вулканитов является диаграмма $SiO_2 - K_2O$. При этом за основу берутся границы полей разных по содержанию K_2O серий пород, по данным А.Пецерилло и С.Р.Тейлора [Pecerrillo, Taylor, 1976], дополненным О.Н.Вольным с соавторами [Вольнец и др., 1976].

Петрохимические различия между современными островодужными (или субдукционными) и внутриплитными (океаническими и континентальными) вулканическими породами в общих чертах достаточно хорошо известны: повышенные содержания кремнезема и глинозема в первых, более высокие концентрации закисного железа, магния, титана и фосфора во вторых [Chayes, 1964; Chayes, Velde, 1965; Кутолин, 1972]. На базе этих признаков используется большое количество диаграмм разделения типов пород [Jakes, White, 1971; Кутолин, 1972; Добрецов, 1975; Лутц, 1980]. Однако за последние годы накоплен значительный геологический и геохимический материал, не укладывающийся в привычные рамки вещественно-формационных разграничений. Это, прежде всего, находки среди базальтов срединно-океанических хребтов высокоглиноземистых пород (плагиобазальтов и плагиотолетов), выделение среди островодужных серий высокомагнезиальных базальтов [Пополитов, Вольнец, 1981] и андезитов [Tatsumi, Ishizaka, 1982], установление более широких вариаций составов и более широкой распространенности пород марианит-бонинитовой ассоциации в фундаменте или нижних частях разрезов островодужных систем [Геология..., 1980; Высоцкий и др., 1983].

Сравнивая составы океанических и континентальных вулканитов, одни исследователи [Салтыковский, 1963; Шейнман, 1965; Щека, Куренцова, 1981] подчеркивают черты сходства между ними, другие [Кутолин, 1972; Лутц, 1980] большее внимание уделяют различиям. Так, по данным В.А.Кутолина [1972], толетовые базальты океанов сходны с траппами древних континентальных платформ по содержанию кремнезема, глинозема, окисного железа, кальция и натрия, но отличаются повышенными концентрациями титана, магния и более низкими содержаниями закисного железа и резко пониженными значениями калия. Этот же исследователь отмечает близость составов базальтов континентальной оливин-базальтовой формации и щелочных оливиновых базальтов океанов. С.А.Щека и Н.А.Куренцова [1981] противопоставляют обширные стабилизированные участки океанического ложа, сложенные однообразными силлами железистых базальтов и

долеритов, океаническим рифтам и (по аналогии и близости состава с соответствующими континентальными комплексами) выделяют их в океаническую трапповую формацию.

Диаграммы кремнезем-сумма щелочей, будучи пригодными для создания общей номенклатуры магматических пород и их типизации, ограничены в своих дискриминантных возможностях. Необходимо использование диаграмм, которые, с одной стороны, учитывали бы классификационные возможности щелочно-кремнекислотного показателя, а с другой стороны, позволяли бы использовать для разделения различных типов вулканитов такие характеристики, как содержания Mg, Fe, Ti, Ca. На основе многомерного статистического анализа химических составов базальтов автором была предложена диаграмма подобного типа [Колосков, Жаринов, 1986]. Принципы построения и ее модификация рассмотрены в главе 1. Эта диаграмма, с одной стороны, позволяет разграничивать серии вулканических пород, различающиеся по щелочности-известковистости, а с другой стороны, дает возможность разделять вулканиты, имеющие различное структурное положение.

4.1.2. Петрохимическая типизация базальтоидов, содержащих базит-гипербазитовые включения

Поля составов вулканитов, содержащих различные типы включений, представлены на диаграмме $P_1 - P_2$ (рис.26). Анализ этой диаграммы позволяет выделить три петрохимических класса вулканических пород с: 1) гранатсодержащими включениями; 2) ксенолитами шпинелевых лерцолитов, железо-титанистых клинопироксенитов ("черных" пироксенитов), ксенокристаллами высокобарических клинопироксенов; 3) включениями плагиоклазсодержащих перидотитов, а также низкобарических дунит-гарцбургитовых и верлит-пироксенитовых ассоциаций. Кроме того, внутри каждого класса выделены еще по две серии пород: меланократовая и лейкократовая. Необходимо оговориться однако, что границы между классами и сериями пород не всегда резкие и не всегда прямо отвечающие порогу смены составов соответствующего типа включений. Во-первых, это связано с тем, что не всегда один единственный тип пород коррелируется с определенным типом включений. Кроме того, некоторые разности базальтов, состав которых изменен в той или иной степени, могут нести несвойственный им тип барофильного

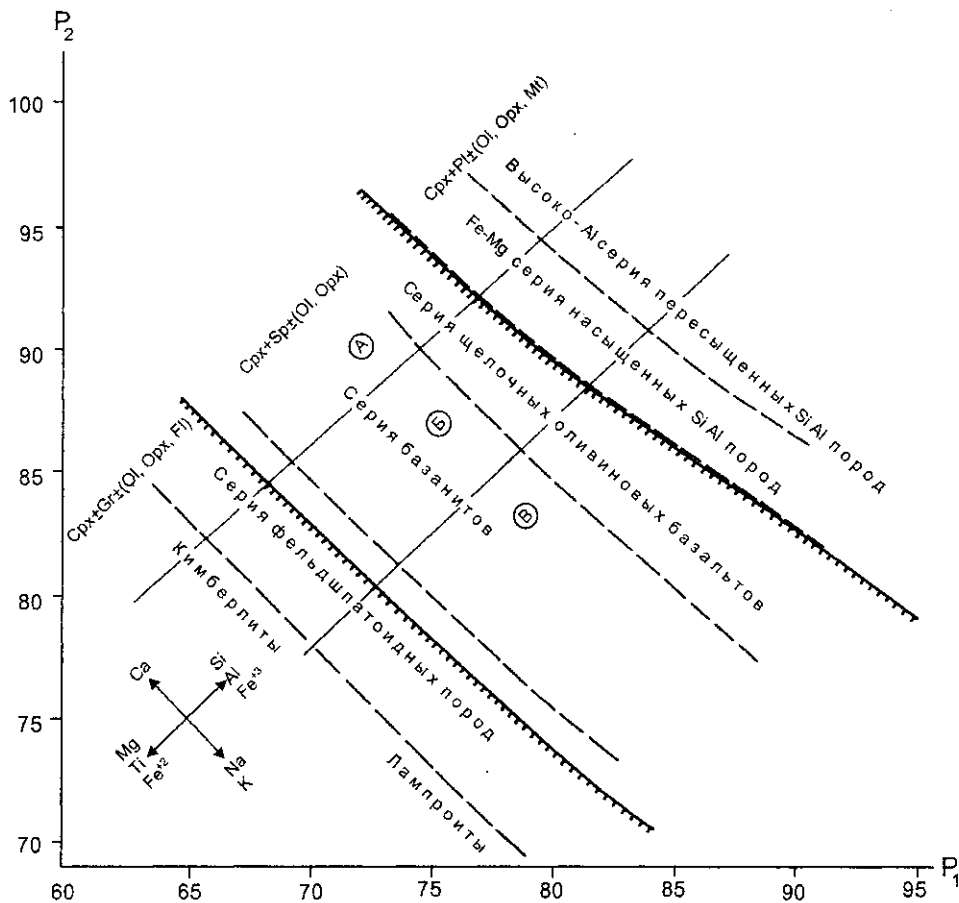


Рис. 26. Диаграмма P_1 – P_2 для базальтоидов вулканических серий, содержащих различные типы ксенолитов А, Б, В – те же, что на рис. 1. Объяснение в тексте

включения, хотя, возможно, тоже испытавший соответствующие преобразования. К сожалению, степень таких преобразований из литературных источников не всегда удастся оценить. Как видно на диаграмме (см. рис. 26), основой для выделения петрохимических классов и серий является меняющаяся степень насыщенности пород Si–Al составляющей в противоположность Mg–Ti обогащению (см. стрелки в левом нижнем углу диаграммы) и, как следствие этого – появление фельдшпатовидных разностей пород в случае недосыщенности расплавов, а кварц-полевошпатовых разностей – при насыщении их силикатической составляющей. Существенным образом при этом меняется барофильность соответствующего типа включения. Это изменение происходит не только при переходе от одного класса пород к другому, но также при смене серий ксенолитсодержащих вулканидов. Достаточно, например, сравнить приведенные в главе 3 данные по районам: мыса Наварин, р. Валавая и района вулкана Бакенинг. Подробно это будет рассмотрено в главе 5. Ще-

лочность пород меняется внутри классов и серий, в общем, независимо от их лейкократовости-меланократовости, что позволяет выделить три ряда базальтоидов: а) низкощелочной, толеитовой; б) известково-щелочной, промежуточной; в) субщелочной-щелочной. Важно подчеркнуть, что внутри серии по мере роста щелочности пород тип соответствующих включений остается неизменным. В нем только несколько меняется состав минералов (например, возрастает железистость пироксенов – как в ксенолитах лерцолитов из покровных базальтов Вьетнама), появляется амфибол или биотит.

В таблице 29 указаны диапазоны изменения составов главных породообразующих оксидов в преобладающих типах пород серий.

Рассмотрим вкратце каждую из них.

1. Кимберлитовая серия представлена крайним по недосыщенности Si, Al и обогащенном Mg, а иногда Ti и Fe³ типом пород. Почти в каждом образце кимберлитов встречаются глубинные включения, обычно гранатсодержащие и более

Таблица 29. Основные петрохимические характеристики преобладающих типов базальтоидов, использованные при выделении серий на диаграмме (см. рис.26)

Серия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO/Fe ₂ O ₃	Na ₂ O+K ₂ O
1. Кимберлитовая	30–44	0.5–5	2–6	20–30	3–15	Fe ₂ O ₃ >FeO	0.6–3
2. Фельдшпатоидных пород	36–48	2–5	6–14	8.5–16	8.5–16	FeO>Fe ₂ O ₃	3.5–14
3. Базанитовая	40–46	2–3	12–14	9–13	9.5–11	FeO>>Fe ₂ O ₃	1–6
4. Щелочных оливиновых базальтов	46–53	2–3	12–16	6–11	7.5–10.5	FeO>Fe ₂ O ₃	2–6
5. Fe-Mg серия насыщенных Si-Al пород	48–53	0.6–1	14–16	7–11	8–10	FeO<Fe ₂ O ₃	2–6
6. Высоко Al серия пересыщенных Si-Al пород	52–60	0.6–1	16–19	2.5–7	7–10	FeO ₂ Fe ₂ O ₃	3–6

глубинные (алмазоносные) ксенолиты. По данным Д.Даусона [1983], большая часть минералов кимберлитов является продуктом разрушенных ксенолитов. В среднем составе кимберлита содержится не более 1% K₂O, однако в слюдястых кимберлитах содержание этого оксида может доходить до 2–2,5% [Даусон, 1983]. Высококалиевыми щелочными аналогами кимберлитов являются лампроиты. Они также недосыщены кремнеземом и алюминием, однако содержание K₂O в некоторых разностях достигает 8–10% [Nixon et al., 1984]. В лампроитах также содержатся ультраосновные включения с гранатом.

2. Серия фельдшпатоидных пород (основных и ультраосновных фондитов) обычно рассматривается в качестве щелочной ассоциации, хотя в ее состав входят пикриты с суммарным содержанием щелочей около 2,0%, а для остальных разностей их содержание колеблется от 3–4 до 14% [Классификация..., 1981]. Для этих пород также характерна недосыщенность кремнеземом и глиноземом, хотя и в меньшей степени, чем для кимберлитов. В целом фельдшпатоидные породы более лейкократовые, чем кимберлиты. Обычно они содержат ксенолиты пироповых ультрамафитов, хотя могут присутствовать и включения шпинелевых перидитов.

3. Базанитовая серия включает, помимо собственно базанитов, в качестве “недифференцированных” разностей еще пикробазаниты, или анкарамиты, высокотитанистые толеиты, фельдшпатоидные гавайиты и муджиериты. Породы этой серии умеренно обеднены кремнеземом и глиноземом, а в ряду щелочных базальтоидов базаниты обычно отличаются своей меланократовостью. Базаниты чаще всего фигурируют как носители лерцолитового типа включений.

4. Серия щелочных оливиновых базальтов включает в себя довольно широкую гамму ксенолитсодержащих пород от низкокалиевых высокотитанистых пикробазальтов и толеитов (правда, породы эти довольно редки) через промежуточные

разности гавайитов и муджиеритов до субщелочных и щелочных оливиновых базальтов. Породы эти заметно более лейкократовые, чем базаниты, но также широко известны, как “носители” включений шпинелевых лерцолитов, “черных” и “зеленых” пироксенитов, а также мегакритов высокобарических клинопироксенов.

Материалы по 3-й и 4-й сериям, приведенные в таблице 29 и на рисунке 26, можно дополнить еще ссылкой на работу [Green et al., 1974]. Эти исследователи проанализировали более 70 проб вулканических пород, содержащих включения шпинелевых лерцолитов. Оказалось, что вмещающие породы в большинстве случаев представлены щелочными оливиновыми базальтами или базанитами. Реже в качестве носителей этого типа включений встречены оливиновые нефелиниты и мелилититы, а также гавайиты, муджиериты, нефелиновые бенмориты.

5. Железисто-магнезиальная серия насыщенных кремнеземом и глиноземом пород является меланократовой составляющей известково-щелочных базальт-андезибазальтовых ассоциаций островодужного типа. Однако входящие в ее состав ксенолитсодержащие разности пород могут варьировать по содержанию щелочей от низкокалиевых пикробазальтов (Авачинский вулкан) до магнезиальных известково-щелочных (Ключевская группа вулканов) или магнезиальных субщелочных базальтов (Харчинский вулкан).

6. Высокоглиноземистая серия – лейкократовая составляющая известково-щелочных базальт-андезибазальтовых островодужных ассоциаций. Она охватывает группу пород от низкокалиевых, низкотитанистых, высокоглиноземистых толеитов до вулканитов известково-щелочного типа.

Во всех разностях пород двух последних серий, чаще в базальтах и андезибазальтах, реже в андезитах, встречаются включения разнообразных габброидов, а также низкобарических ультрамафитов дунит-гарцбургитовой и пироксенит-кортландитовой ассоциаций [Колосков, Хотин,

1978]. Кроме того, для низкокальцевого типа высокоглиноземистых базальтоидов характерны анортитсодержащие включения и мегакристы анортита или их сростки [Волынец и др., 1978]. На некоторых вулканах (Малый Семячик) наблюдается [Селягин, 1974] закономерное изменение состава включений по мере роста кремнекислотности вмещающих пород: для базальтов и андезибазальтов – анортитсодержащие ксенолиты, редко пироксены, троктолиты; для андезитов – преимущественно габбро и габбро-нориты; для андезидацитов и дацитов – габбро-диориты.

Таким образом, рассмотренная диаграмма позволяет классифицировать базальтоидные серии пород, имеющие различное структурное положение, в широком диапазоне изменения составов. В основе ее лежат те же разделительные признаки, что и для наиболее часто употребляемых классификационных диаграмм: кремнекислотность и щелочность. Однако первый фактор здесь “работает” параллельно с глиноземистостью и, по сути дела, мы приходим к более общему критерию разделения серий: относительной меланократовости–лейкократовости пород. В общем случае этот критерий выступает независимо от показателя щелочности-известковистости пород.

Судя по составу ксенолитов, ассоциирующих с той или иной серией вулканических пород, можно сделать заключение, что рассматриваемый переход от более меланократовых к более лейкократовым ассоциациям во многом является следствием меняющейся глубины выплавления соответствующих магматических расплавов.

Показатель щелочности-известковистости выступает как внутрисериальный классификационный признак и в общем случае не зависит от глубины выплавления расплавов.

4.1.3. Ксенолитсодержащие вулканиты как индикаторы особенностей структурного положения и геодинамики проявления вулканизма

Рассмотрим, как на диаграмме P_1-P_2 различаются поля распределения фигуративных точек базальтоидов, занимающих различное геоструктурное положение, с учетом наличия или отсутствия выделенных в предыдущем разделе серий ксенолитсодержащих вулканитов (см. рис.26, рис.27).

Поле наиболее меланократовых, недосыщенных Al и Si и наиболее глубинных (им соответствует

гранатсодержащий тип включений) образований занимают точки составов вулканитов, развитых в стабилизированных платформенных блоках: кимберлиты, лампроиты и фельдшпатоидные породы. В рассматриваемой переходной зоне между Тихим океаном и Азиатским материком недосыщенные сиалической составляющей высокомагнезиальные ксенолитсодержащие вулканиты Индокитая, Восточного Китая и Чукотки тяготеют к центральному и срединным массивам с мощной континентальной корой. В составе включений появляются пиропсодержащие разности.

Промежуточное положение по степени лейкократовости и по глубине выплавления соответствующих расплавов (в области шпинель-лерцолитового равновесия) занимают точки составов базанитов и щелочных оливиновых базальтов континентальных рифтов и океанических островов (Гавайские острова). Кроме того, сюда попадают составы некоторой части высокотитанистых толеитов, ассоциирующих с этими щелочными породами, и части континентальных траппов. Возможно, в поле устойчивости шпинелевых лерцолитов располагается также часть составов базальтов срединно-океанических хребтов.

Попадающие в эту часть диаграммы базальтоиды континентального внутриплитного типа и океанических островов не различаются между собой. Они характеризуются присутствием сходных ассоциаций ксенолитсодержащих вулканитов и похожим типом включений. Несмотря на существенные различия по характеру и мощности земной коры, сходство составов и типов включений предполагает близкие глубины образования исходных расплавов.

Что касается траппов и части базальтов срединно-океанических хребтов, то положение их в поле пород шпинель-лерцолитового равновесия является случайным, так как они не содержат ксенолиты подобного типа. Некоторые траппы, однако, тесно ассоциируют с щелочно-базальтовыми комплексами, содержащими барофильные включения [Mukherjee, Biswas, 1988].

Поле ксенолитсодержащих вулканитов Вьетнама образует непрерывную полосу в пределах базанитовой серии (покровные образования) и языками смещается в область щелочных оливиновых базальтов и частично – Fe-Mg серии Si-Al насыщенных пород (рис.28). Это смещение наследуется затем ареалом распространения вьетнамских толеитов. При таком переходе меняется тип включений, и они постепенно исчезают. Ксенолитсодержащие вулканиты внутриплитного геохимического типа трех детально изученных

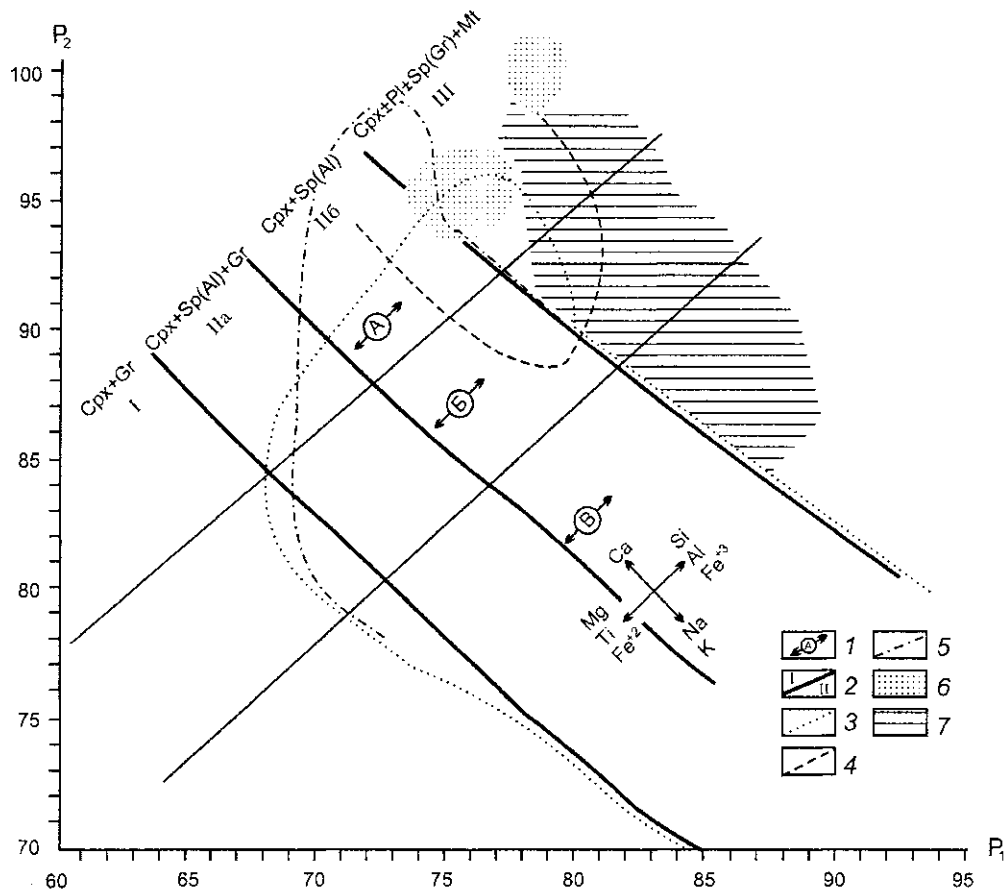


Рис. 27. Диаграмма $P_1 - P_2$ для базальтоидов, имеющих различное геоструктурное положение

Поля составов пород: 1 – различающихся по щелочности: толеитового (А), известково-щелочного (В), субщелочного и щелочного (В) рядов, в соответствии с [Колосков, Жаринов, 1986]; 2 – кимберлитов и лампроитов (I), фельдшпатоидных пород и базанитов с включениями пироповых и шпинелевых перидотитов (IIa), базанитов и щелочных оливниновых базальтов с ксенолитами шпинелевых лерцолитов (IIb), островодужных вулканитов с ксенолитами габброидов и хром-шпинелевых ультрамафитов; 3 – базальтов континентальных рифтовых зон; 4 – континентальных траппов; 5 – Гавайских вулканов; 6 – базальтов срединно-океанических хребтов; 7 – островодужных вулканитов Камчатки.

Кроме материалов автора и данных из работы [Колосков, Жаринов, 1986] использованы [Балашов, Нестеренко, 1966; Нестеренко, Альмухамедов, 1988; Thompson et al., 1983; Lightfoot et al., 1990; Альмухамедов, 1991; Кононова и др., 1987; Зубков, 1986; Белоусов, Герасимовский, 1974; Золотухин, Альмухамедов, 1988; Frey, Clague, 1983; Clague et al., 1980; Kay, Gast, 1973; Initial Report of the DSDP, 1980; Kay et al., 1970; Newson et al., 1986; Halliday et al., 1995; Bryan, Thompson, 1977; Геохимическая типизация..., 1990; Volcanism in Hawaii, 1987]

районов образуют локальные поля, которые последовательно смещаются в сторону большего насыщения силикатической составляющей при небольших, в общем, различиях в соотношении кальция и щелочей.

Поле крайне лейкократовых, насыщенных и пересыщенных Si и Al и наименее глубинных (в области плагиоклазового равновесия) вулканических проявлений занимают точки пород субдукционного типа (островных дуг и активных континентальных окраин), срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин, а также значительной части континентальных траппов и толеитов континентальных рифтовых зон и океанических островов. Вулканиты, группирующиеся в этой

области, либо не содержат ксенолитов ультрамафитов – и тогда их можно считать малоглубинными дифференциатами первичных, более глубинных расплавов (толеитовые серии Вьетнама, гавайские толеиты или близкие по составу породы континентальных рифтов); либо содержат включения габброидов или малоглубинных хром-шпинелевых гарцбургитов – и тогда они являются изначально малоглубинными образованиями.

Основываясь на экспериментальных данных, большинство исследователей оценивает уровень образования первичных магм срединно-океанических хребтов как малоглубинный, соответствующий давлению 7–11 кбар [Presnall, Hoover, 1984], т.е. условиям оливин-плагиоклазового равновесия.

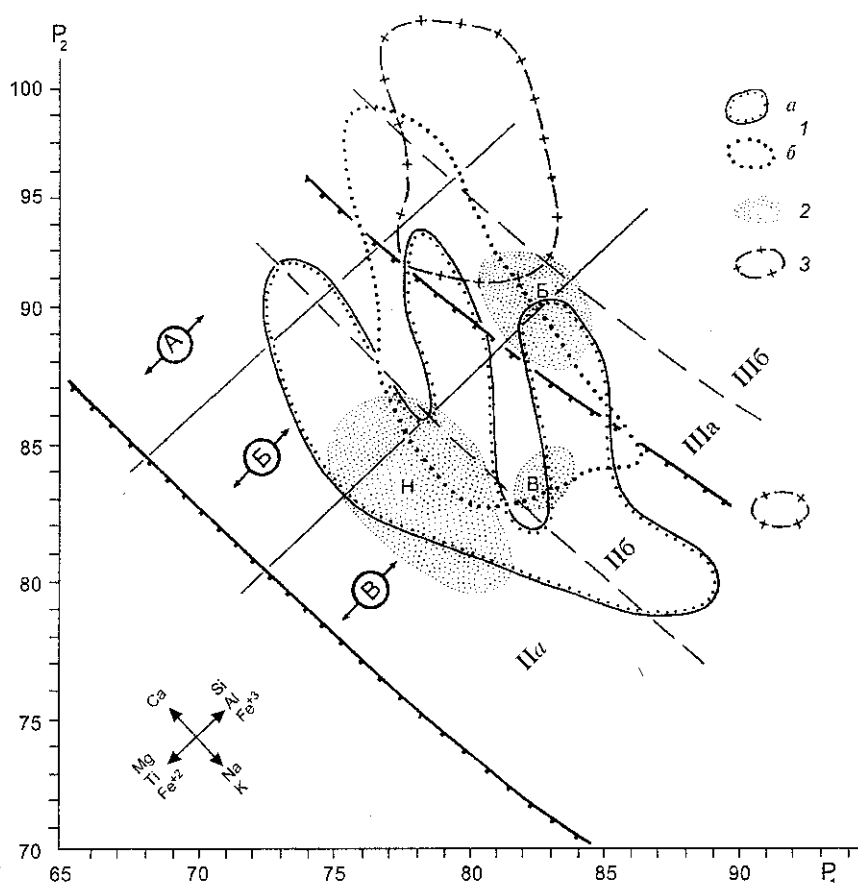


Рис. 28. Диаграмма $P_1 - P_2$ для вулканитов, имеющих различное тектоническое положение

1 – Вьетнам (окрайинно-континентальная рифтовая зона): а – ксенолитсодержащие вулканиты, б – породы без включений; 2 – ксенолитсодержащие проявления внутриплитного геохимического типа: Н – мыс Наварин, В – р.Валоваяя, Б – район вулкана Бакенинг; 3 – ксенолитсодержащие островодужные вулканиты Камчатки

Л.В.Дмитриев с коллегами [1979] предполагают, что зарождение первичного толеитового расплава для центральной Атлантики происходило в условиях плагиоклазовой фации глубинности лерцолитовой мантии (при давлении 4–5 кбар), а в ее северной и южной частях в условиях переходной к шпинелевой фации (при давлении 7–11 кбар).

Что касается континентальных траппов, то оценить глубину их формирования довольно трудно, т.к. резко преобладающие среди них толеитовые и промежуточные по щелочности различия практически лишены ультраосновных включений (факт, хорошо согласующийся с представлениями многих исследователей о том, что они претерпели длительную малоглубинную дифференциацию). Иногда встречающиеся в трапповых провинциях щелочные вулканиты содержат включения шпинельсодержащих перидотитов, однако, генетические соотношения их с породами низкой щелочности остаются невыясненными. Можно вспомнить высказывания В.С.Соболева [Соболев, Слущкий,

1984] о том, что, если в орогенических областях образование магмы происходит на сравнительно небольших глубинах, то в областях платформ платобазальтовая и, в особенности, трапповая магма быстро поднимается с очень больших глубин. Судя по положению фигуративных точек на диаграмме $P_1 - P_2$ (см. рис.27), трапповые магмы могут возникать либо на разных глубинах, либо, образовавшись в условиях шпинель-лерцолитового равновесия, претерпевают существенные изменения в малоглубинной обстановке.

Таким образом, оценивая роль вулканитов, содержащих различные типы включений, для петрохимической типизации вулканических пород и геодинамических реконструкций проявления вулканизма, можно отметить следующее.

1. Содержащие включения вулканиты являются индикаторными для выявления глубинных условий формирования петрохимических серий вулканических пород и степени их малоглубинной эволюции.

2. Выделение ксенолитсодержащих вулканитов в составе вулканических серий и ассоциаций значительно расширяет дискриминантные возможности петрохимических диаграмм.

3. В общем случае соотношение между силикатной (Si, Al) и мафической (Ti, Mg) составляющими магматических пород является показателем глубины формирования расплавов. Различное по степени окисленности железо располагается полярно: трехвалентное – в породах с меньшей, а двухвалентное – большей глубиной становления.

4. Соотношение щелочей и кальция не является показателем разноглубинности магмообразования. Породы разной щелочности встречаются в одной и той же фации глубинности. В этом плане интересно отметить, что известная поперечная петрохимическая зональность островодужного вулканизма не является следствием заглужения магматических очагов от фронтальной к тыловой части дуги в сторону погружения сейсмофокальной зоны. Как видно на рисунке 26, фигуративные точки составов пород всех трех доминирующих серий островных дуг располагаются в одной и той же плагиоклазовой фации глубинности и не содержат включений ультрамафитов барофильного типа.

5. Петрохимический анализ дает возможность различать те серии вулканических пород, которые имеют разную глубину магмообразования. Базальтоиды, характеризующиеся близкими условиями глубинности образования, петрохимическими методами разделить невозможно. Мало-глубинная дифференциация изначально барофильных серий вулканитов (с потерей первичного типа включений) исключает возможность реконструкции начальных условий их образования петрохимическими методами.

4.2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ И ДИСКРИМИНАНТНЫЙ АНАЛИЗ

4.2.1 Микрокомпоненты в вулканитах и их петрологическая информативность

Качественная или полуколичественная геохимическая характеристика вулканических пород, бытовавшая в петрологической литературе 50–60-х годов, сменилась в настоящее время глубоким анализом геохимической характеристики вулканитов на количественной основе с привлечением новейших геохимических методов.

Геохимический материал по вулканизму переходных зон настолько обилен, а связанные с его анализом теоретические разработки столь многообразны, что рассмотреть их подробно не представляется возможным. Поэтому остановимся на отдельных тенденциях и некоторых общих закономерностях.

Как было отмечено в предыдущем разделе, петрохимический анализ как метод детального изучения вещества магматических пород породил представление о петрохимических сериях. Использование геохимических методов, с одной стороны, явилось дальнейшим развитием серийной классификации и диагностики магматических пород, а с другой стороны, породило представление об индикаторных возможностях этих серий для анализа геодинамики проявления вулканизма.

В 70-х и в начале 80-х годов были выработаны основные геохимические признаки отличия серий вулканитов [Jakes, White, 1971; Pearce, Cann, 1973; Кузьмин, 1977; Wood, 1980; Perfit et al., 1980; Лутц, 1980; Bailey, 1981]. Геохимические серии при этом были тесно привязаны к петрохимическим, отражая лишь большие методические возможности в познании вещества вулканитов. При этом за основу разделения серий брался их главный классификационный признак – разделение по щелочности пород (преимущественно калиевой).

Напомним основные геохимические отличия этих серий. Как видно на используемых автором диаграммах многомерного статистического анализа, они имеют сквозной характер, и, следовательно, в одном и том же диапазоне щелочности-известковистости можно охарактеризовать породы, имеющие различное тектоническое положение.

Вулканиты толентовых серий характеризуются низкими концентрациями K и других щелочных элементов (Li, Rb, Cs). При этом наиболее обеднены ими базальты срединно-океанических хребтов. Для них характерны также пониженные содержания Ba и Sr, но повышенные, по сравнению с базальтами островных дуг, содержания Ti, Zr, Nb и Ta. Устойчиво высокий уровень накопления Ni и Cr отличает вулканиты внутриплитного океанического типа от островодужных низкокалиевых базальтов. Внутриплитные вулканиты континентальных областей по мере роста титанистости пород обогащаются высокозарядными некогерентными элементами, а в зависимости от их магнезиальности – кобальтом, никелем и хромом.

Базальтоиды известково-щелочных серий отличаются более высокими содержаниями щелочей (Na и K), других щелочных элементов (Li, Rb, Cs), а также U и Th по сравнению с породами

толеитовых серий близкой кремнекислотности. Соответственно в них отмечается и несколько большее содержание почти всех некогерентных элементов (коррелирующихся с содержанием К) и уменьшение концентраций сидерофильных когерентных элементов (исключая высокомагнезиальные разновидности пород).

Орогенные (субдукционные) андезиты островных дуг и континентальных окраин известково-щелочной серии, согласно Дж.Бейли [Bailey, 1981], отличаются от неорогенных (внутриплитные гавайиты, муджиериты, трахиандезиты, исландиты) низкими содержаниями Ti, Zr, Y, Nb и Ta.

Геохимические отличия вулканитов андийской континентальной окраины от обычных островных дуг (при сходстве их химического состава), по мнению П.Якеша и А.Уайта [Jakes, White, 1972], выражаются в более высоких содержаниях K, Rb, Ba, Sr, Th, U и низких отношениях K/Rb и Th/U, а по данным М.И.Кузьмина [1977], характеризуются еще и большими содержаниями Cr, Ni и высокими Ni/Co отношениями.

Вулканиты щелочнобазальтовых серий характеризуются максимальным уровнем накопления щелочных элементов и соответственно отличаются большим содержанием почти всех некогерентных элементов и пониженными концентрациями сидерофильных элементов.

Щелочные базальты областей внутриплитного вулканизма отличаются от шошонитовых серий субдукционных зон повышенным содержанием всех литофильных редких элементов и элементов группы железа [Кузьмин, 1985]. Для пород шошонитовой серии островных дуг характерны также низкие концентрации Ti, Zr, Hf, PЗЭ, Cr, Ni [Jakes, White, 1972].

Наиболее простой и общеупотребительной формой передачи геохимической информации является табличный способ в виде осредненных или представительных анализов пород. Табличная форма отображения результатов исследований иногда подкрепляется построением разного рода коррелятивных диаграмм. Этот метод, например, был использован Б.Г.Лутцем [1980] для характеристики вулканических серий различной тектонической приуроченности. Он показал, что на корреляционных диаграммах с парами когерентный–некогерентный элемент точки составов океанических пород сдвинуты в сторону обогащения когерентными элементами, а геосинклинальных (в том числе и островодужных) – в сторону больших содержаний некогерентных элементов. На тех же геохимических диаграммах тренды вулканических пород континентальных рифтов тяготеют к

океаническим, хотя и несколько сдвинуты в сторону геосинклинальных вулканитов. Платформенные траппы по своим геохимическим характеристикам занимают промежуточное положение. Повышенные концентрации всей группы когерентных элементов (в том числе группы железа) роднят их с океаническими базальтами. Однако высокие содержания некогерентных элементов делают их тренды в этой области неотличимыми от геосинклинальных вулканитов. Геохимические типы Б.Г.Лутца тесно “привязаны” к конкретным петрохимическим сериям вулканитов. В качестве основы он берет выделенную Х.Куно для островных дуг триаду (толеитовые, известково-щелочные и субщелочные серии), которую распространяет на океанические и континентальные проявления вулканизма.

В ходе последовательного накопления геологической, тектонической и геохимической информации меняется и само представление о геохимических сериях. Вулканические серии объединяются в определенные геохимические типы, отличающиеся не только спецификой состава, но и определенными индикаторными возможностями в отношении геодинамической обстановки проявления вулканизма.

Например, в разработках М.И.Кузьмина [1985] геохимические типы вулканических пород, еще тесно связанные с петрохимическими типами, проявляются уже в виде самостоятельных подразделений для характеристики особенностей вулканитов, имеющих сходный химический состав, но отличающихся по своим редкоэлементным особенностям и имеющим различное геодинамическое положение.

Достижения в изучении вулканизма мирового океана позволили выявить в системе срединно-океанических хребтов “нормальные”, “аномальные” и “промежуточные” сегменты, различающиеся по топографии, тепловому потоку, гравитационным аномалиям и геохимии слагающих их вулканитов [Schilling, 1975]. Соответственно появились: “N” (нормальный), “Т” (промежуточный) и “Е” или “Р” (обогащенный) геохимические типы базальтов срединно-океанических хребтов [Sun et al., 1979; Tagney et al., 1980]. Аналогичным образом, используя критерии Дж.Шиллинга и С.Сана с соавторами, А.Я.Шараськиным [1987] были выделены соответствующие геохимические типы и среди базальтов окраинных морей.

Эти геохимические типы уже не были связаны с определенными петрохимическими сериями, но отражали специфику вулканических проявлений в конкретных геодинамических обстановках. Была предпринята попытка и более широкой

геохимической типизации вулканитов основного состава на основе анализа концентраций и отношений когерентных элементов вне зависимости от их формационной принадлежности, минералогической или петрохимической классификации [Геохимия..., 1980].

При выделении и анализе особенностей проявления различных геохимических типов широкое распространение получили различные дискриминантные диаграммы. Было показано [Wood, 1980], что Th, La, Ta и Hf обладают определенными дискриминантными свойствами. Так, на тройной диаграмме Th–Hf₃–Ta, предложенной этими исследователями, хорошо разделяются поля вулканитов: 1) островных дуг и активных континентальных окраин, 2) срединно-океанических хребтов и 3) внутриплитных континентальных образований. Переход от базальтов срединно-океанических хребтов к вулканитам океанических островов и от толеитов к известково-щелочным породам островных дуг сопровождается возрастанием Th и уменьшением Hf.

На диаграммах Ti–Zr–Y и Ti–Zr–Sr [Pearce, Cann, 1973] различаются составы базальтов океанического дна, внутриплитные, а также низкокальциевые и известково-щелочные вулканиты островодужного типа. Аналогичным образом построена дискриминантная диаграмма Nb–Zr–Y для разделения “N” и “P” типов толеитов срединно-океанических хребтов, внутриплитных толеитов и щелочных базальтов, а также вулканических серий островных дуг [Meschede, 1986]. Предложенная Дж.Бейли [Bailey, 1981] диаграмма для разделения различных геохимических типов андезитов основана на дискриминантных свойствах элементов и их соотношений: La/Yb–Ta и La/Yb–Sc/Ni.

Для характеристики различных геохимических типов используются также, так называемые, “спайдеграммы”. Эти диаграммы достаточно наглядны, так как на них сравнивается большой набор элементов, нормированных по определенному фактору (например, хондриту, “N” типу базальтов срединно-океанических хребтов и т.д.). Такое сравнение позволяет выяснить влияние различных источников, степень контаминированности расплавов материалом коры или выявить иные провинциальные особенности рассматриваемых вулканитов. Недостатком диаграммы является ее “точечный” характер, когда за основу берется какой-либо один состав вулканита и неясной остается степень его представительности.

Заканчивая этот краткий обзор существующих представлений о роли геохимического анализа составов вулканических пород разного

тектонического положения, можно отметить следующее.

1. Понятие “геохимическая серия” и “геохимический тип” используются сейчас зачастую взамен старых представлений о формационном типе. Однако окончательные суждения об условиях проявления тех или иных ассоциаций вулканических пород могут быть сделаны только на основе синтеза результатов геолого-тектонических, геофизических и петролого-геохимических исследований.

2. До сих пор не проведена оценка дискриминантных возможностей всего набора элементов, обычно используемых при геохимических исследованиях. Не выяснены причины, почему одни элементы обладают дискриминантными возможностями и в какой мере, а другие таких особенностей не проявляют.

4.2.2. Дискриминантные возможности микрокомпонентов и геохимические диаграммы

Была предпринята попытка оценить стандартный набор элементов по признаку их дискриминантности: Li, Rb, Cs, U, Th, Ba, Sr, Hf, Zr, Nb, Ta, Ti, V, Sc, Co, Cr, Ni, а также отношения легких к тяжелым РЗЭ (La/Yb). С тем, чтобы наиболее ослабить взаимную зависимость концентраций элементов и получить обобщенную картину их распространения в различных типах пород в “чистом виде”, концентрации элементов на графиках наносились в зависимости от содержания К в породе. Этот элемент как базовый был выбран по следующим причинам:

а) калий – один из наиболее употребляемых элементов при классификации магматических пород;

б) он является чутким индикатором участия в петрогенезисе таких процессов, как селективное плавление, фракционная кристаллизация, метасоматоз и т.д., учитывать роль которых необходимо при расшифровке дискриминантных диаграмм;

в) этот элемент наиболее подвержен миграции при процессах вторичного изменения пород, когда анализ “выпадает” из общей совокупности.

Дальнейшая работа состояла из двух этапов. На первом этапе составлялись рабочие коррелятивные диаграммы К–элемент для различных типов пород (преимущественно базальтового состава), характеризующих вулканизм разных геодинамических обстановок, которые, в соответствии с представлениями О.А.Богатикова и Л.П.Зоненшайна [1984],

были разбиты на три типа: внутриплитные (вулканизм континентальных траппов и рифтовых зон, а также океанических островов), конвергентных (срединно-океанических хребтов) и дивергентных (островные дуги, активные континентальные окраины и зоны коллизий литосферных плит) границ плит. Используемые при этом литературные материалы приведены в таблице 30, образец по-

строения коррелятивной диаграммы на примере соотношения Rb–K для различных геохимических типов вулканитов Камчатки представлен на рисунке 29.

На втором этапе проводилось построение обобщенных диаграмм ареалов фигуративных точек для сходных по тектоническому положению вулканитов и их анализ. Там, где это оказалось

Таблица 30. Материалы, использованные при построении петрохимических дискриминантных диаграмм

Рассмотренные объекты	Литературные источники
I Базальты срединно-океанических хребтов	
1 Тихий океан	Newson et al., 1986; Kay et al., 1970; Mahoney et al., 1994; Michael., 1995; Initial Report..., 1980;
2 Атлантический океан	Jochim et al., 1983; Bryan, Thompson, 1977; White, 1985; Frey et al., 1974; Holliday et al., 1995; Michael, 1995;
II Океанические острова	
1 Исландия	Wood, 1978; Myers et al., 1985; Steinthorsson et al., 1985; Nicholson et al., 1991;
2 Гавайи	Kay, Gast, 1973; Roden et al., 1984; Clague et al., 1980; Easton, Garcia, 1980; Frey, Clague, 1983; Hawkins, Melchior, 1983; Budahn, Schinitf, 1985; Volcanism in Hawaii, 1987;
III Континентальные рифты	
1 Красное море	Альмухамедов и др., 1984, 1985; Pallister, 1987;
2 Забайкалье, Монголия	Кежежискас, 1979; Зубков, 1986; Кононова и др., 1987;
3 Африка	Белоусов, Герасимовский, 1974; Baker et al., 1977; Marcelot et al., 1989; Hart et al., 1989;
4 Европа	Кононова и др., 1992; Briot et al., 1991; Wilson, Downes, 1991;
5 Рио-Гранде	Dungan et al., 1986; Thompson et al., 1983; Naney et al., 1986; Perry et al., 1987;
IV Континентальные траппы	
1 Сибирская платформа	Балашов, Нестеренко, 1966; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Thompson et al., 1983; Нестеренко и др., 1990; Lightfoot et al., 1990;
2 Индия, Декан	Mahoney et al., 1994; Lightfoot et al., 1987, 1990; Lightfoot, Hawkesworth, 1988;
V Континентальная окраина	
1 Восточная Австралия	Kay, Gast, 1973; Intraplate volcanism..., 1989;
2 Восточный Китай	Zhi et al., 1990; Dostal et al., 1988;
3 Западно-Мексиканский вулканический пояс	Allan, Carmichael, 1984; Verma, Nelson, 1989; Lange, Carmichael, 1990; Luhr et al., 1989; Wallace, Carmichael, 1989;
4 Южная Америка	Hawkesworth et al., 1982; Hickey et al., 1986; Davidson et al., 1988; Stern et al., 1990;
5 Северная Америка	Bacon, Druitt, 1988; Prucher, McBirney, 1988;
VI Островные дуги и островодужные системы	
1 Тонга-Кермадек	Smith, Brothers, 1988;
2 Южно-Сандвичева	Ewart et al., 1977; Фролова, 1987;
3 Марьянская система	Bloomer et al., 1989; Lin et al., 1989;
4 Бониниты	Bloomer, Hawkins, 1987; Cameron et al., 1983; Crawford et al., 1989; Initial Report of the DSDP, 1982; Геология дна..., 1980; Falloon et al., 1989;
5 Курилы	Фролова и др., 1988; Bailey et al., 1989; Подводный вулканизм..., 1992;
6 Камчатка	Поповитов, Вольнец, 1981; Геохимическая типизация..., 1990; Вольнец и др., 1990а, б;
7 Новые Гебриды	Gorton, 1977; Dupuy et al., 1982; Barsdell et al., 1982;
8 Фиджи	Gill, 1970; Gill, Whelan, 1989;
9 Алеуты	Kay, Kay, 1990; Цветков, 1990;
VII Кимберлиты, лампроиты	
1 Кимберлиты	Arima, Kerrich, 1988; Fesq et al., 1975; Mantle xenoliths, 1987;
2 Лампроиты	Богатиков и др., 1987; Nixon et al., 1984; Лампроиты, 1991;

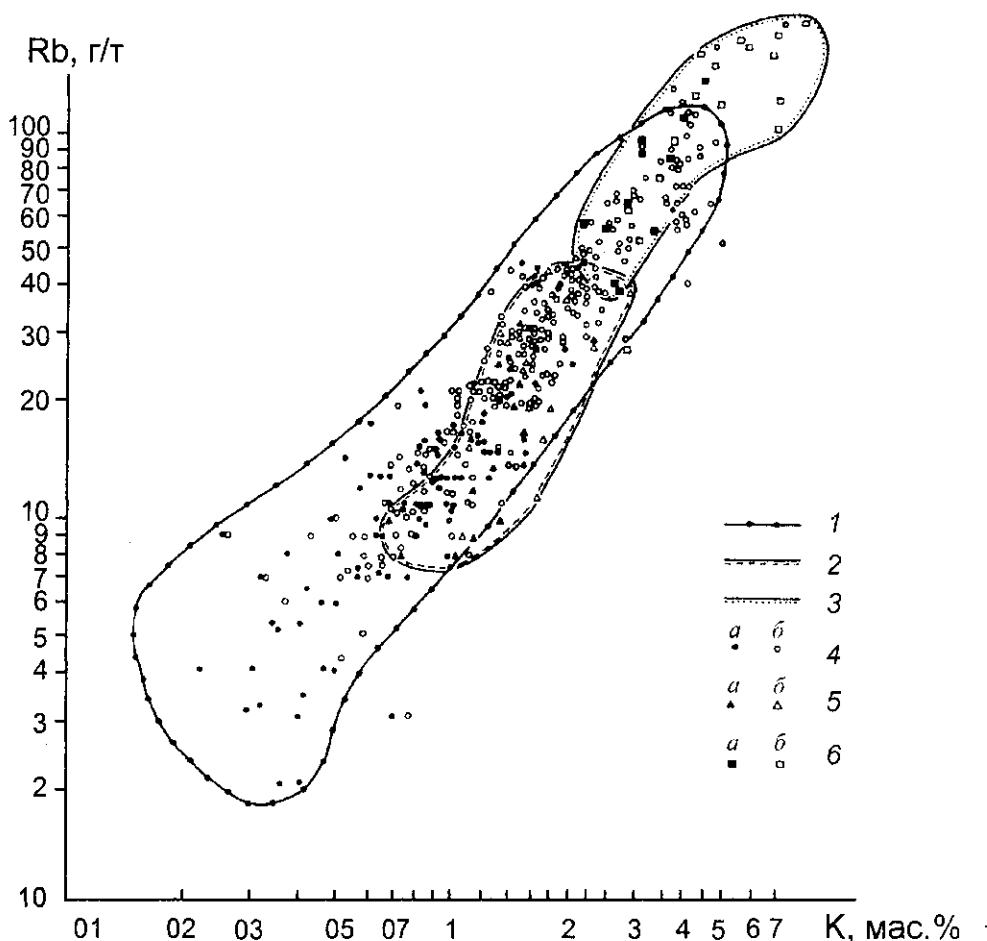


Рис. 29. Соотношение Rb – К в неоген-четвертичных вулканических породах Камчатки

Поля и точки составов различных типов вулканов: 1 и 4 – островодужного, 2 и 5 – внутриплитного геохимического, 3 и 6 – высококальциевых лампроитоподобных пород Западной Камчатки: а – по [Пополитов, Вольнец, 1981; Вольнец и др., 1990 а, б], б – по [Геохимическая типизация..., 1990]

возможным, были выделены поля ксенолитсодержащих вулканитов пироповой и шпинель-лерцолитовой фаций. К сожалению, данных по вулканическим породам с ксенолитами плагиоклазовой фации глубинности недостаточно для построения самостоятельных полей. Поэтому соответствующие материалы привлекались отдельно при рассмотрении конкретных диаграмм.

Литий, рубидий, цезий

Литий, рубидий, цезий – редкие щелочные элементы. Rb и Cs по степени изоморфизма близки к К и концентрируются в минералах-носителях этого элемента (главным образом, в калиевых полевых шпатах и биотите), а также в межзерновом пространстве. Li близок к Mg и Fe⁺² и наиболее активно связывается в амфиболе и биотите. По отношению к типичным минералам базальтовых расплавов

(оливин, пироксен, плагиоклаз, шпинель) щелочные компоненты ведут себя как сильно некогерентные элементы, поэтому концентрации их возрастают по мере роста кремнекислотности пород, особенно в конечных дифференциатах (Rb при этом накапливается в большей степени, чем К). Отмечается возрастание Rb к тыловым зонам островных дуг [Лутц, 1980; Подводный вулканизм..., 1992].

Корреляционные диаграммы щелочных элементов однотипны, с хорошо выраженной прямой корреляционной зависимостью по отношению к содержанию К во всем диапазоне значений его концентраций для всех типов пород. Следовательно, дискриминантные возможности этой группы элементов будут проявляться в той степени, в какой сам калий обладает такими свойствами. Для примера рассмотрим серию диаграмм Rb–К (рис.30). Как видно на диаграммах, минимальными

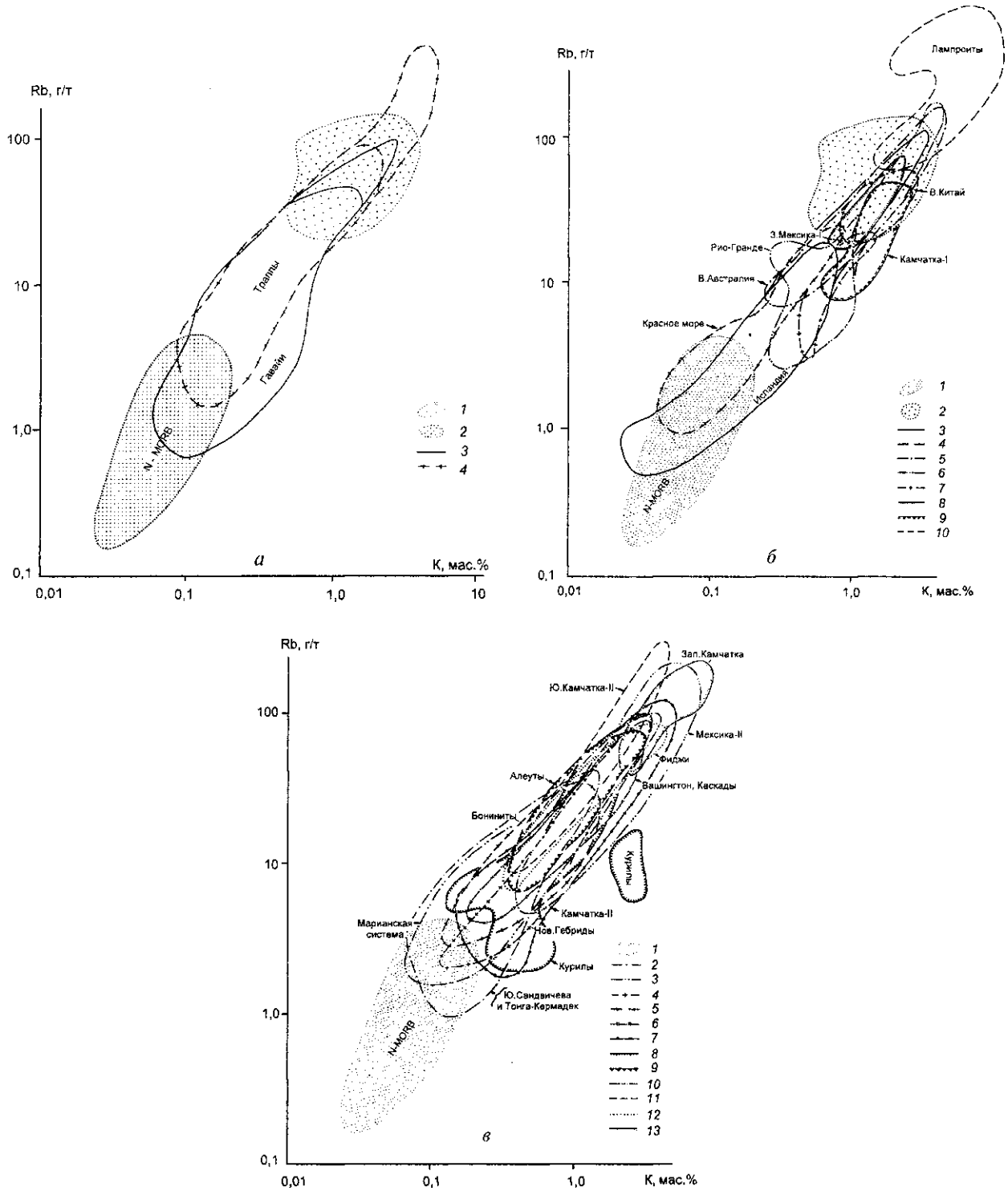


Рис. 30. Соотношение Rb и K в вулканических породах различных регионов и геоструктурных областей

a: 1 – срединно-океанические хребты (N-тип МОРВ), 2 – области проявления внутриплитного вулканизма с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа, 3 – Гавайи, 4 – континентальные платформы (траппы); *б:* 1 и 2 – то же, что в *a*, 3 – Исландия, 4 – рифт Красного моря, 5 – Восточная Австралия, 6 – рифт Рио-Гранде, 7 – Восточный Китай (р-н Ханнуоба), 8 – Западно-Мексиканский вулканический пояс (внутриплитный геохимический тип), 9 – Камчатка (внутриплитный геохимический тип), 10 – континентальные платформы (лампроиты); *в:* 1 – то же, что в *a*; 2 – дуга Южно-Сандвичева, Тонга-Кермадек, 3 – Марианская система (базальтоиды), 4 – Новые Гебриды; 5 – Марианская система (бониниты), 6 – Каскады, штат Вашингтон, 7 – Камчатка (субдукционный тип вулканизма), 8 – Курилы, 9 – Алеуты, 10 – Западная Мексика (субдукционный тип вулканизма), 11 – Южная Америка (субдукционный тип вулканизма), 12 – Фиджи, 13 – Западная Камчатка (высококальциевые лампроитоподобные вулканы)

концентрациями этих двух элементов характеризуются базальты срединно-океанических хребтов (тип MORB). При этом по содержанию К наблюдается практически полное перекрытие между базальтами "N" и "E" типов MORB. Однако вторые обогащены рубидием. Большими концентрациями этих элементов при близкой калиевой щелочности характеризуются толеитовые базальты внутриконтинентального рифта Красного моря. В более дифференцированных сериях, связанных с базальтами "E" типа MORB (Исландия, Азорское плато), наблюдается возрастание содержания Rb с ростом щелочности и кремнекислотности пород и полное перекрытие значений для всех представленных на рисунке 30 вулканитов различных геодинамических обстановок. Эта область перекрытия (от 0,08–0,1 до 0,9–1,1% К; от 1 до 20–30 г/т Rb) для всех толеитовых, известково-щелочных и промежуточных серий базальтоидов протягивается вплоть до появления субщелочных и щелочных разностей. Только здесь начинает проявляться индивидуальность некоторых геохимических типов. Здесь появляется поле ксенолитсодержащих вулканитов, несколько расплывшееся (главным образом за счет толеитовых разностей пород) по отношению к основной полосе К-Rb корреляции для вулканических серий различных регионов. Сюда же попадают точки составов наименее дифференцированных ксенолитсодержащих базанитов и щелочных оливиновых базальтов Восточной Австралии и Восточного Китая, Западно-Мексиканского вулканического пояса и часть вулканитов внутриплитного геохимического типа Камчатки. Наблюдаемое перекрытие для вулканитов островных дуг, Гавайско-Императорского хребта, некоторых континентальных рифтов (Рио-Гранде) и траппов – пород, не содержащих ксенолиты лерцолитов, связано иногда с попаданием в эту область фигуративных точек вулканитов повышенной кремнекислотности (вплоть до риолитов). В отличие от этих образований, различающиеся по кремнекислотности ассоциации вулканитов, в состав которых входят ксенолитсодержащие базальтоиды, характеризуются обратной коррелятивной зависимостью SiO_2 –сумма щелочей (так называемый базанитовый тренд, см. рис.9).

В области высоких содержаний Rb (от 30–35 до 100 г/т) и К (от 1,5 до 4%) располагаются составы субщелочных серий, среди которых выделяются [Фролова и др., 1989] два подтипа: собственно субщелочные и шошонитовые. Первые наиболее характерны для так называемых развитых островных дуг (типа Курильской или Алеутской). Породы

шошонитовых (абсарокит-шошонит-латитовых) серий, хотя и встречаются в пределах некоторых "зрелых" островных дуг типа Ново-Гвинейской или Зондской и рассматриваются некоторыми исследователями [Kuno, 1959; Вольнец и др., 1987; Фролова и др., 1989] как "типичные представители семейства островодужных вулканитов", более характерны для активных континентальных окраин и для них более индивидуализированы. Как видно на рисунке 30, "шошонит-латитовые хвосты" полей распространения фигуративных точек пород андийского (Южная Америка) пояса характеризуются более высокими, а Западно-Мексиканского – пониженными отношениями Rb/К. Такой же характер преобретают наиболее калиевые и кремнеземистые разности лампроитоподобных пород Западной Камчатки. В островных дугах типа Курильской или Алеутской шошониты не встречаются. Неожиданное появление подобного типа пород среди вулканических серий "юных" и "развитых" островных дуг некоторыми исследователями рассматривается как показатель раннего рифтогенеза: о-ва Вита Леву на дуге Фиджи [Gill, Whelan, 1989], Новые Гебриды [Gorton, 1977], северная часть Марианской дуги [Bloomer et al., 1989]. Поэтому остается неясной индикаторная роль шошонитовых серий в таких островодужных системах, как Камчатская или Японская. Здесь они приурочены к тыловым, стабилизированным блокам, непосредственно граничащим с областями окраинно-морского рифтогенеза или задугового спрединга и могут рассматриваться как индикаторы этих процессов.

Еще более высоким накоплением Rb при некотором росте К характеризуются калиевые щелочные серии некоторых континентальных окраин и континентальных рифтов. Например, в лейцитовых тефрито-фонолитовых сериях вулканов южной и центральной Италии содержание Rb доходит до 300–600 г/т при 5–9% К [Barbieri et al., 1988; Ghiara, Lirer, 1977]. В калиевых щелочных базальтоидах Восточной Австралии концентрация Rb повышается до 150–160 г/т, а в некоторых лейцититах Восточно-Африканской рифтовой системы – до 337 г/т [Белоусов, Герасимовский, 1974].

Максимально высоким уровнем накопления Rb (до 700–750 г/т) и К (до 10%) характеризуются лампроиты, часть из них отличается и высокими отношениями Rb/К (см. рис.30).

Рассмотренный материал позволяет сделать вывод о том, что щелочные элементы в целом обладают ограниченными дискриминантными возможностями. Большинство полей вулканических

серий, имеющих различное тектоническое положение, перекрывается. В некоторой степени индивидуализированы поля отдельных геохимических типов только в областях самых низких и самых высоких концентраций.

Уран и торий

Уран и торий – радиоактивные элементы. В соответствии с величиной ионного радиуса четырехвалентный уран может замещать редкие земли, иттрий, торий и, в меньшей степени, цирконий. Наблюдается следующий ряд породообразующих минералов по убыванию содержания в них U: гранат–шпинель–клинопироксен–ортопироксен–оливин [Илупин и др., 1978]. Предполагается, что уран может входить в структуру клинопироксена, изоморфно замещая Са. Носителями Th и U также являются перовскит, циркон и апатит. Помимо изоморфного вхождения, U может содержаться в породе в форме молекулярного рассеивания, если мало аксессуариев. Тесная геохимическая связь U и Th с калием характерна только для магматических пород [Жидков и др., 1984]. Глубинная дифференциация первичной магмы при постоянном парциальном давлении кислорода приводит к увеличению содержаний Th и U в более поздних дериватах. При этом скорость накопления обоих элементов примерно одинакова. При увеличении pO_2 U^{+4} переходит в U^{+6} и образует более подвижные соединения. В этом случае в поздних дифференциатах скорость накопления U меньше скорости накопления Th по отношению к K [Редкие элементы..., 1975]. Содержание радиоактивных элементов в кимберлитах превышает таковое в большинстве континентальных гипербазитов и базитов, при этом максимальные концентрации отмечаются в слюдястых разностях и сопоставимы с таковыми в щелочных базальтоидах и гранитах [Илупин и др., 1978].

Как видно на диаграммах (рис.31, 32), наблюдается хорошая корреляция U и Th с K в пределах почти всего интервала вариаций этого щелочного элемента. Исключения составляют толеитовые разности некоторых регионов. Таким образом, радиоактивные элементы, в общем, когерентны с калием в магматическом процессе.

В низкокалиевых сериях при близких содержаниях щелочного элемента концентрации U и Th возрастают в последовательности: базальты срединно-океанических хребтов–гавайские толеиты–базальты Исландии и континентальных траппов, что прямо коррелируется с увеличением мощности земной коры для этих регионов.

Дальнейший рост калиевой щелочности сопровождается последовательным накоплением в породах обоих радиоактивных элементов. Картина в общем сходна с той, которая наблюдалась в отношении Rb. В диапазоне изменения содержания K от 0,5 до 2,0% (концентрации U и Th при этом меняются от 1,0 до 3,4 г/т и от 5,0 до 12,0 г/т, соответственно) наблюдается полоса перекрытия полей вулканитов, имеющих различное тектоническое положение (см. рис.31, 32). При этом Th накапливается в большей степени, чем U. Сюда же попадают и точки составов ксенолитсодержащих вулканитов. В целом, их поле имеет несколько расплывшийся характер за счет толеитовых разностей пород. Интересно отметить, что в отношении пород, содержащих ксенолиты, нарушается корреляционная зависимость U–K и Th–K, как в шпинель–лерцолитовой, так и в пироповой фациях глубинности. Это касается также вулканических пород внутриплитного геохимического типа (Западная Мексика, Южная Америка и Камчатка). Они характеризуются широким диапазоном изменения концентраций радиоактивных элементов в сравнительно узком интервале содержания K.

В области высоких значений калиевой щелочности можно отметить некоторые серии с аномальным поведением радиоактивных элементов. Это касается лампроитов, вулканитов Фиджи, Западной Мексики, Камчатки (особенно лампроитоподобных пород Западной Камчатки), поля фигуративных точек которых сдвинуты в сторону обогащения калием при стабильных концентрациях радиоактивных элементов. Высокощелочные породы Южной Америки, напротив, несколько обогащены этими элементами по отношению к общему полю корреляционной зависимости.

В целом, оба радиоактивных элемента обладают ограниченными дискриминантными возможностями, так как существенное разделение полей наблюдается только в области самых низких и самых высоких их концентраций.

Барий и стронций

Барий и стронций – щелочноземельные литофильные элементы, изоморфно замещающие K, а Sr – еще и Са. Поскольку эти элементы концентрируются по-разному в различных минералах, их геохимическая история в магматическом процессе различна. Ва обычно накапливается в минералах, содержащих K. Наиболее высокие его концентрации отмечаются в кали-натровых полевых шпатах и плагиоклазе, мало Ва в лейците, феррические породообразующие минералы (за исклю-

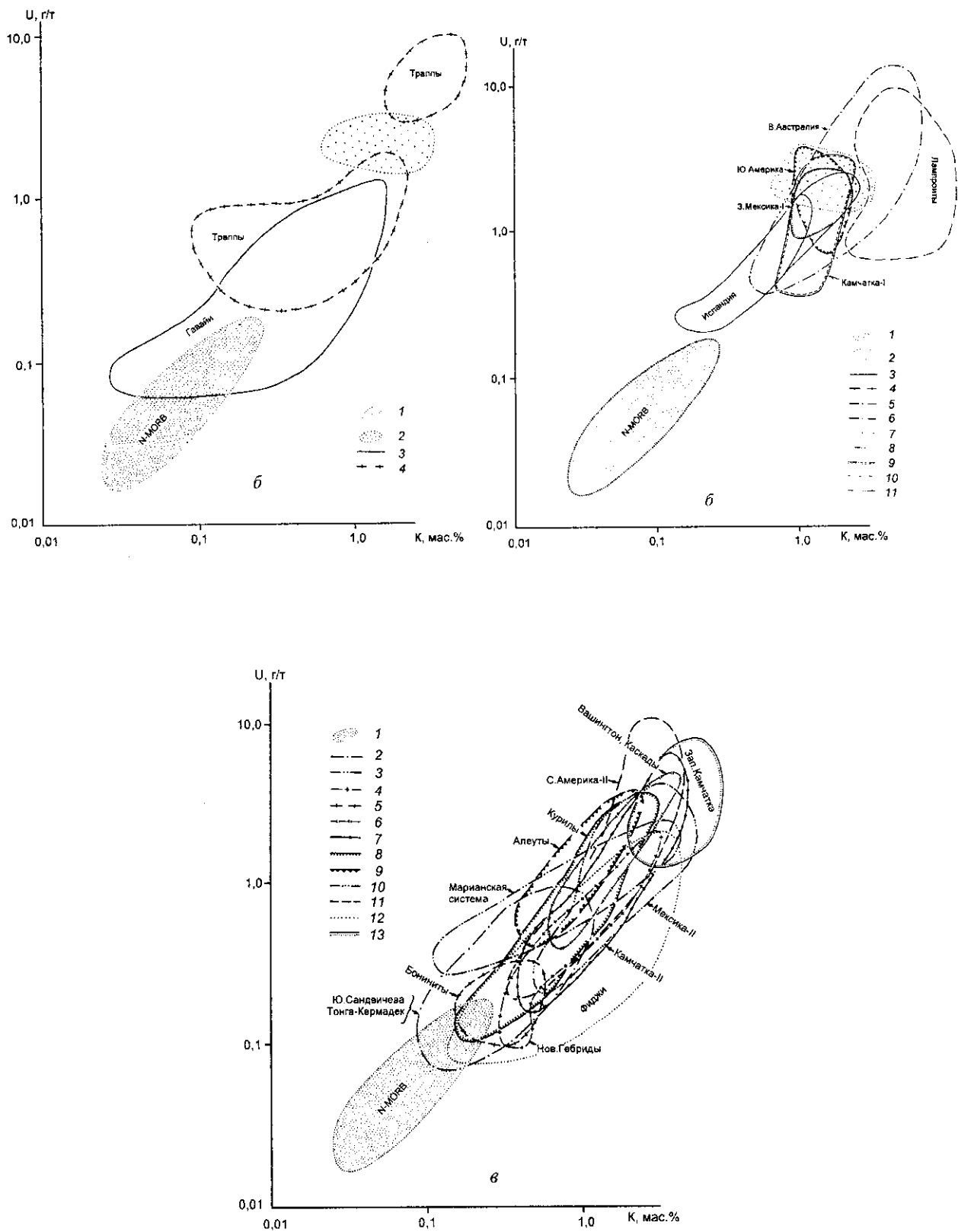


Рис. 31. Соотношение U и K в вулканических породах различных геоструктурных областей
 а: 1-4 – то же, что на рис.30; б: 1-10 – то же, что на рис.30, 11 – Южная Америка, плато Патагонии (внутриплитный геохимический тип); в: 1-13 – то же, что на рис.30

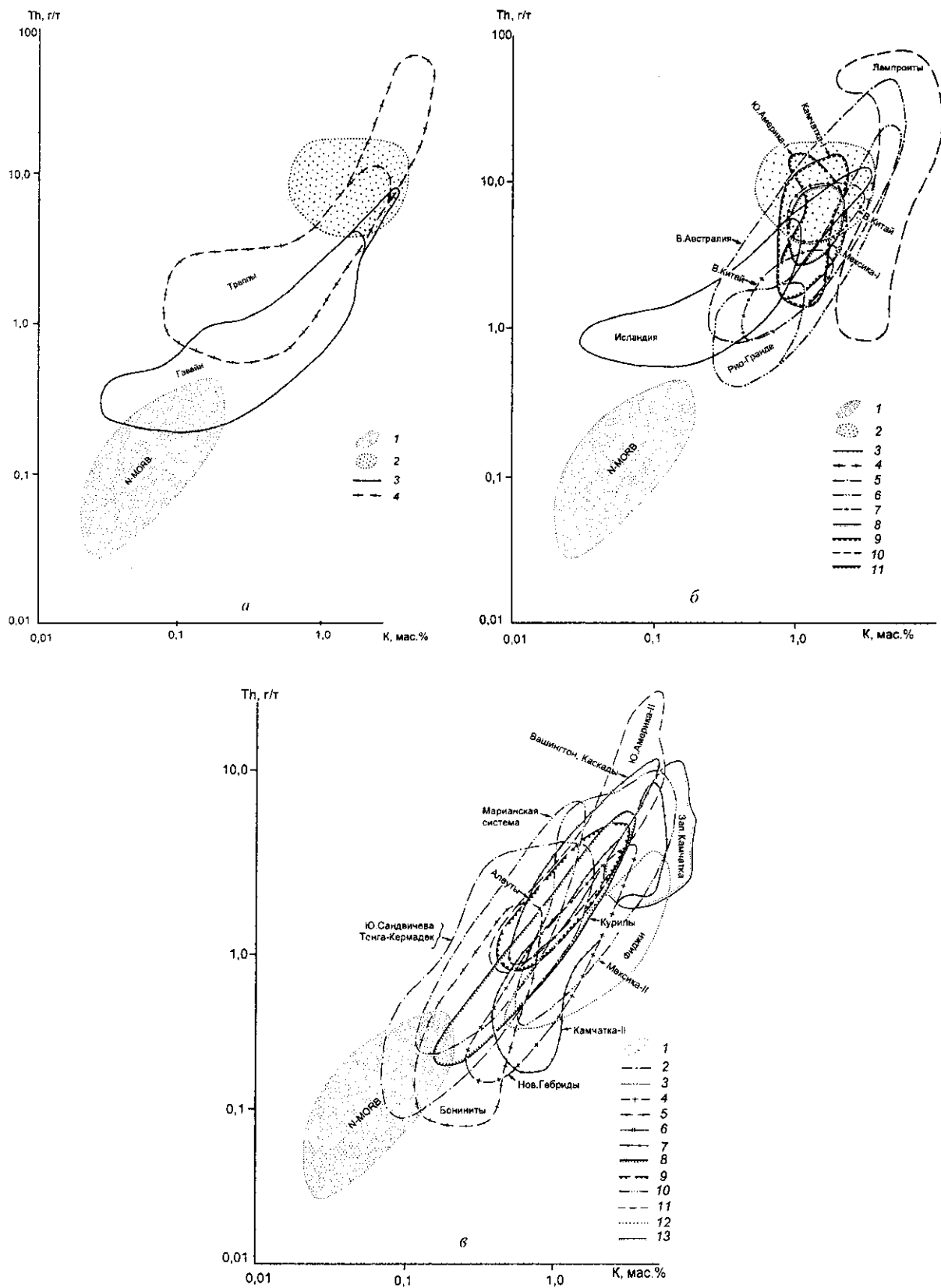


Рис. 32. Соотношение Th и K в вулканических породах различных геоструктурных областей
a: 1-4 – то же, что на рис.30; *б*: 1-11 – то же, что на рис.30; *в*: 1-13 – то же, что на рис.30

чением слюд) содержат очень мало этого компонента. Sr накапливается в минералах, содержащих Са – наиболее обогащены им плагиоклазы, пироксены, кали-натровые полевые шпаты, апатит, перовскит. В генетически связанных магматических сериях стронцием обогащены производные начальных стадий дифференциации (наиболее мафические) и обеднены более поздние дифференциаты. Барий характеризуется обратными соотношениями. Поэтому, в ходе дифференциации магматического расплава сначала низкое Ва/Sr отношение выравнивается до единицы, а затем смещается в сторону Ва.

На диаграммах Ва–К и Sr–К (рис.33, 34) видна довольно хорошая корреляционная зависимость между этими элементами, на фоне которой выражены аномальные области для отдельных геохимических типов и петрохимических составов. В области низкокалиевых пород резко обособлено поле базальтов срединно-океанических хребтов. По своим низким концентрациям Ва эти образования отличаются от всех других геохимических типов вулканитов. В них также меньше Sr, чем в гавайских толеитах и континентальных траппах. По содержанию Ва гавайские, исландские толеиты, а также соответствующие по щелочности базальты континентальных траппов и рифта Красного моря не различаются. В то же время толеиты Исландии и Красноморского рифта характеризуются пониженными концентрациями Sr. По-видимому, это напрямую связано с особенностями минерального состава соответствующих типов пород – наличием преимущественно фемического (оливин-клинопироксенового) контроля для базальтов “N” типа MORB и сапического (пироксен-оливин-плагиоклазового) для толеитовых базальтов Исландии и Гавайских островов.

Другую аномальную область занимают бониниты. Они обеднены Ва и Sr. Здесь также четко выражена фемическая (преимущественно оливин-ортопироксеновая) направленность минералогического контроля.

По соотношению Sr и Ва выделяются вулканиты некоторых наиболее примитивных островных дуг (Тонга–Кермадек–Сандвичева), которые характеризуются пониженными значениями Sr и имеют область низкокалиевых толеитов с невысокими концентрациями Ва. При возрастании калиевой щелочности и кремнекислотности (для андезитов и андезитов) эти различия нивелируются, а Ва/Sr отношение приближается к 1.

Далее, по мере накопления в породах К, на диаграмме Ва–К (см. рис.33), в общем, наблюдается та же картина, что и в отношении щелочных и

радиоактивных элементов. Увеличение содержания К сопровождается равномерным накоплением Ва практически во всех сериях пород до значений: 2–4% К и 1000–1200г/т Ва. Вулканиты, содержащие ксенолиты лерцолитов, отличаются несколько большим рассеиванием точек и отсутствием корреляционной зависимости Ва–К (это хорошо видно на примере Восточного Китая). Однако в камчатских лавах, несущих включения гарцбургитов, такая особенность не проявляется (см. табл.23, ан.1, 9)

В области высоких значений К выделяется несколько аномальных серий. Повышенными значениями Ва (с попаданием в поле лампроитов) характеризуются вулканиты Западной Мексики и лампроитоподобные породы Западной Камчатки. Шошонитовые серии дуги Фиджи и Южной Америки с ростом калиевой щелочности сохраняют стабильные концентрации Ва. Среди пород кислого состава только дациты и риолиты континентальных траппов характеризуются эффективным минимумом, столь четко выраженным для кислых разновидностей пород большинства серий на диаграмме Sr–К (см. рис.34). Эта диаграмма при многих чертах сходства с предыдущей отличается одной существенной особенностью – четкой индивидуализацией поля ксенолитсодержащих вулканитов шпинелевой фации. Большинство же вулканических серий, не содержащих ксенолиты этого типа, или несущих включения плагиоклазовой фации, характеризуются концентрациями Sr ниже 800–900 г/т. Причем эти отличия могут прослеживаться для вулканических комплексов одного региона. Например, точки составов ксенолитсодержащих щелочных оливиновых базальтов Восточного Китая занимают почти все поле вулканитов с ксенолитами шпинелевых лерцолитов и для них коррелятивная зависимость Sr-К практически не проявлена. Лишенные ксенолитов вулканиты того же региона образуют хорошо выраженный тренд прямой корреляции между этими элементами, который начинается у нижней границы поля ксенолитсодержащих пород и идет в сторону уменьшения концентраций обоих элементов. Щелочные базальты гавайских вулканов Лоихи и Хуалалаи, содержащие ксенолиты гарцбургитов, дунитов и верлитов, располагаются вблизи нижней границы поля пород с включениями лерцолитов и дают тренд в сторону меньших значений Sr и К, но их ксенолиты относятся уже к плагиоклазовой фации глубинности (подробнее это будет рассмотрено в главе 6). Кроме китайских базальтоидов, в поле с лерцолитовыми нодулями попадают также щелочные базальты с ксенолитами лерцолитов Во-

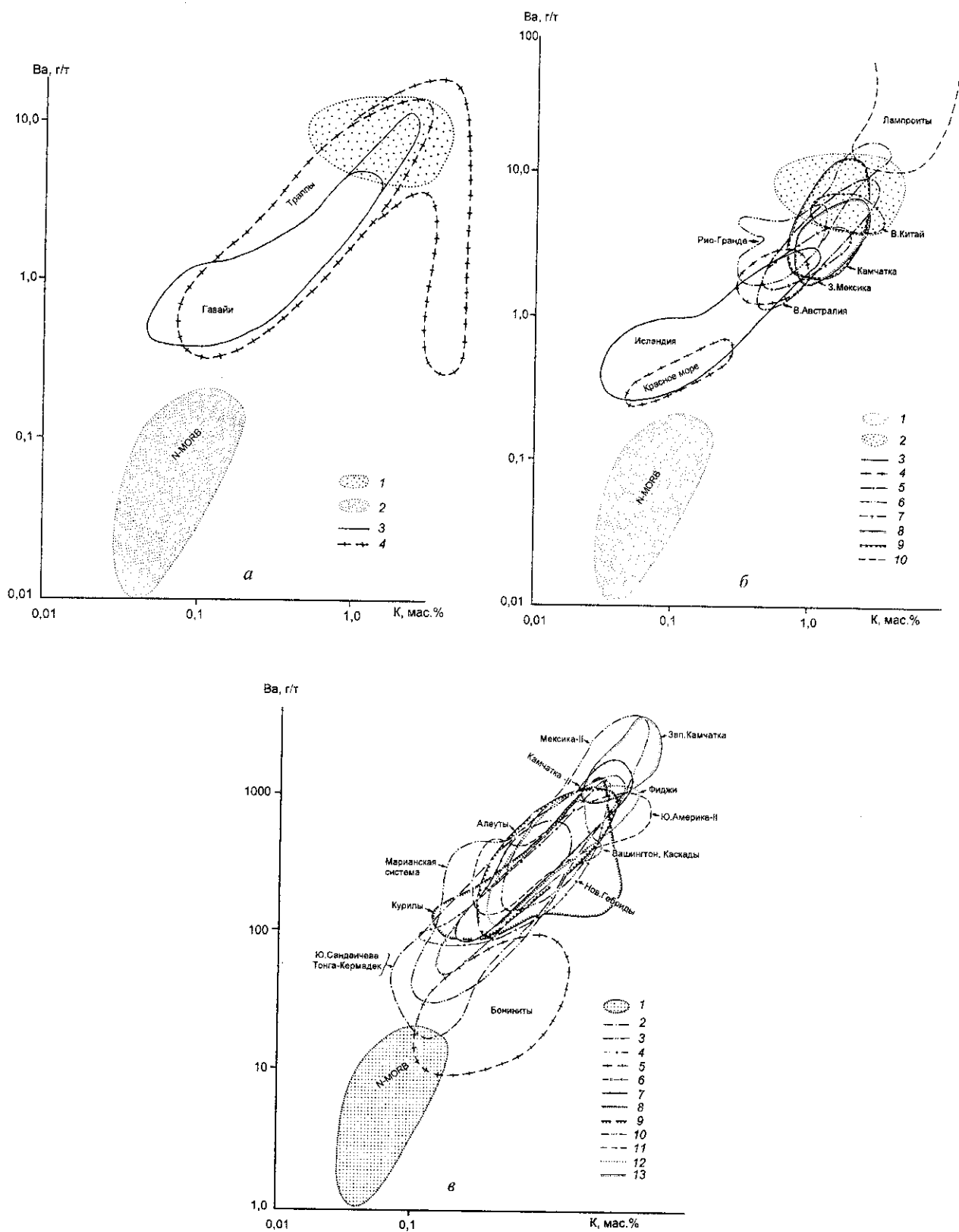


Рис. 33. Соотношение Ва и К в вулканических породах различных геоструктурных областей
 а: 1-4 - то же, что на рис.30; б: 1-10 - то же, что на рис.30; в: 1-13 - то же, что на рис.30

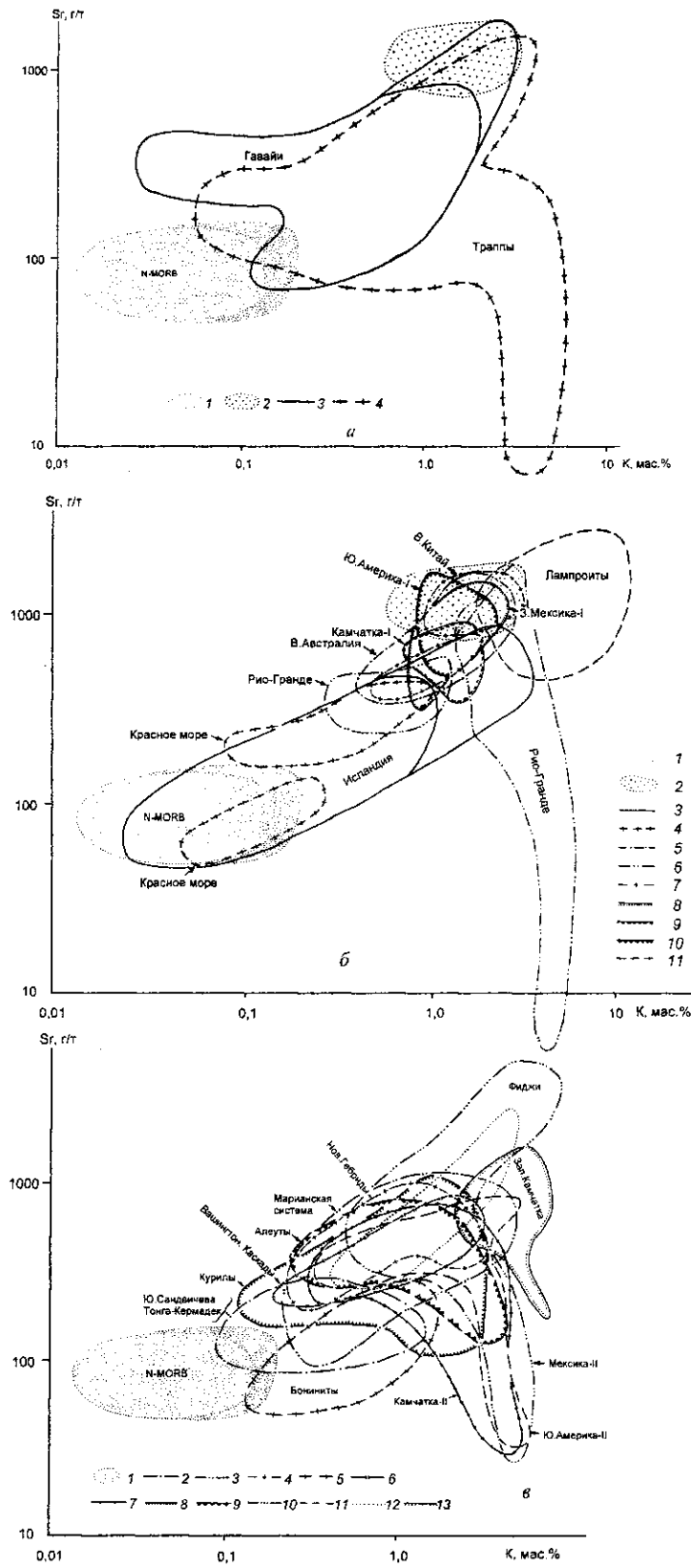


Рис. 34. Соотношение Sr и K в вулканических породах различных геоструктурных областей
а: 1-4 – то же, что на рис.30; *б: 1-9* – то же, что на рис.30, *10* – Южная Америка, плато Патагонии (внутриплитный геохимический тип), *11* – лампроиты; *в: 1-13* – то же, что на рис.30

сточной Австралии, Западной Мексики, Южной Америки (покровные базальтоиды Патагонии, которые можно отнести к внутриплитному геохимическому типу) и некоторые базаниты внутриплитного геохимического типа Камчатки (мыс Наварин).

Таким образом, диаграммы **Ba–K** и **Sr–K** характеризуются большими дискриминантными возможностями, чем в случае щелочных и радиоактивных элементов. По соотношению **Sr–K** достаточно четко выделяются вулканические серии, содержащие включения шпинелевых лерцолитов, а также кимберлиты и лампроиты с пироповыми ксенолитами.

Цирконий и гафний

Цирконий и гафний – литофилы, обычно входящие в аксессуарные или некоторые рудные минералы (цирконы, ильмениты, пикроильмениты). Есть представление, что значительная масса **Zr** концентрируется в роговых обманках [Белоусов, Герасимовский, 1974] или во флогопитах [Илупин и др., 1978]. Цирконий изоморфно замещает **Ti, Ce, Fe⁺²**. К концу магматического процесса концентрация **Zr** в расплаве возрастает в большей степени, чем **Hf**. Вторым элементом проявляет в несколько большей степени основные свойства, чем первый. Поэтому **Zr** более концентрируется в щелочных породах, а **Hf** – в кислых. В генетически связанных сериях пород от ранних к поздним дериватам (с увеличением щелочей и кремнезема) происходит возрастание концентраций **Zr** и **Hf** с одновременным увеличением **Zr/Hf** отношения. Отмечается возрастание содержания циркония вкост островной дуги к ее тыловой части [Лутц, 1980]. Предполагается, что обогащение толеитовой магмы **Zr** (и **Nb**) возможно в результате процессов контаминации коровым материалом [Золотарев, 1975]. По содержанию **Zr** и **Hf** кимберлиты близки к щелочным породам, но в целом, содержание здесь этих элементов ниже, а отношение **Zr/Hf** выше, чем в кислых и средних породах корового происхождения.

Диаграммы **Zr–K** и **Hf–K** (рис.35, 36) обладают сходными дискриминантными возможностями. В области низкой щелочности вулканических пород (до 0,3–0,4% **K** для первой диаграммы и до 0,5% **K** – для второй) четко выделяются две ветви вулканических пород. Одна из ветвей характеризуется высокими концентрациями **Zr** (более 40–50 г/т) и **Hf** (более 1–2 г/т), а другая – более низкими концентрациями. В первую группу попадают толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, Гавайско-Импера-

торского хребта, Исландии, большая часть континентальных траппов и часть наименее щелочных вулканических пород Красноморского рифта. В целом, характерно некоторое выполаживание полей или отсутствие коррелятивной зависимости в парах **Zr–K** и **Hf–K**. Вторая группа включает толеитовые серии различных островных дуг: Тонга-Кермадек-Южно-Сандвичевой, Марианской, Новых Гебрид, Курильской и Алеутской. Сюда же попадают камчатские толеиты, часть траппов и бониниты (с необычайно широким диапазоном вариаций и **Zr**, и **Hf**). Для этой ветви, в целом, характерна прямая корреляция рассматриваемых пар элементов, хотя и здесь наблюдается некоторое выполаживание для курильских и ново-гебридских вулканических пород. При дальнейшем возрастании калиевой щелочности обе ветви вулканических пород постепенно сливаются, а прямая корреляционная зависимость сохраняется для обеих пар элементов в большинстве вулканических серий, не содержащих ксенолиты шпинель-лерцолитового типа, до 3–4% **K**. При этом высокими концентрациями **Zr** и **Hf** в субщелочных и шошонитовых сериях вулканических пород характеризуются курильские, алеутские, марианские островодужные вулканы, шошониты Камчатки и некоторых континентальных окраин: Мексиканского вулканического пояса (с особо высокими концентрациями **Zr** до 700 г/т и **Hf** до 16–18 г/т), Лассен-Центр и Южной Америки.

Отсутствие прямой корреляционной зависимости или даже некоторая отрицательная корреляция в парах: **Zr–K** и **Hf–K** отмечается в поле ксенолитсодержащих вулканических пород, а также для части внутриплитных базальтоидов Патагонии (с ксенолитами лерцолитов). В то же время для камчатских вулканических пород с ксенолитами гарцбургитов увеличение содержания **K** сопровождается возрастанием концентрации **Zr**.

Широкие вариации концентраций **Zr** и **Hf** в узком диапазоне изменения содержания **K** характерны для вулканических серий (часть пород которых содержит ксенолиты лерцолитов) Южной Америки (Патагония), Западной Мексики и Камчатки, которые можно отнести к внутриплитному геохимическому типу. Той же особенностью, но в другом диапазоне содержания **K**, характеризуется большая часть лампроитов, а также лампроитоподобные породы Западной Камчатки.

Таким образом, диаграммы: **Zr–K** и **Hf–K** обладают определенными дискриминантными возможностями, особенно в области низких значений щелочности пород, а также при разделении вулканических серий, в состав которых входят разности, содержащие глубинные ксенолиты.

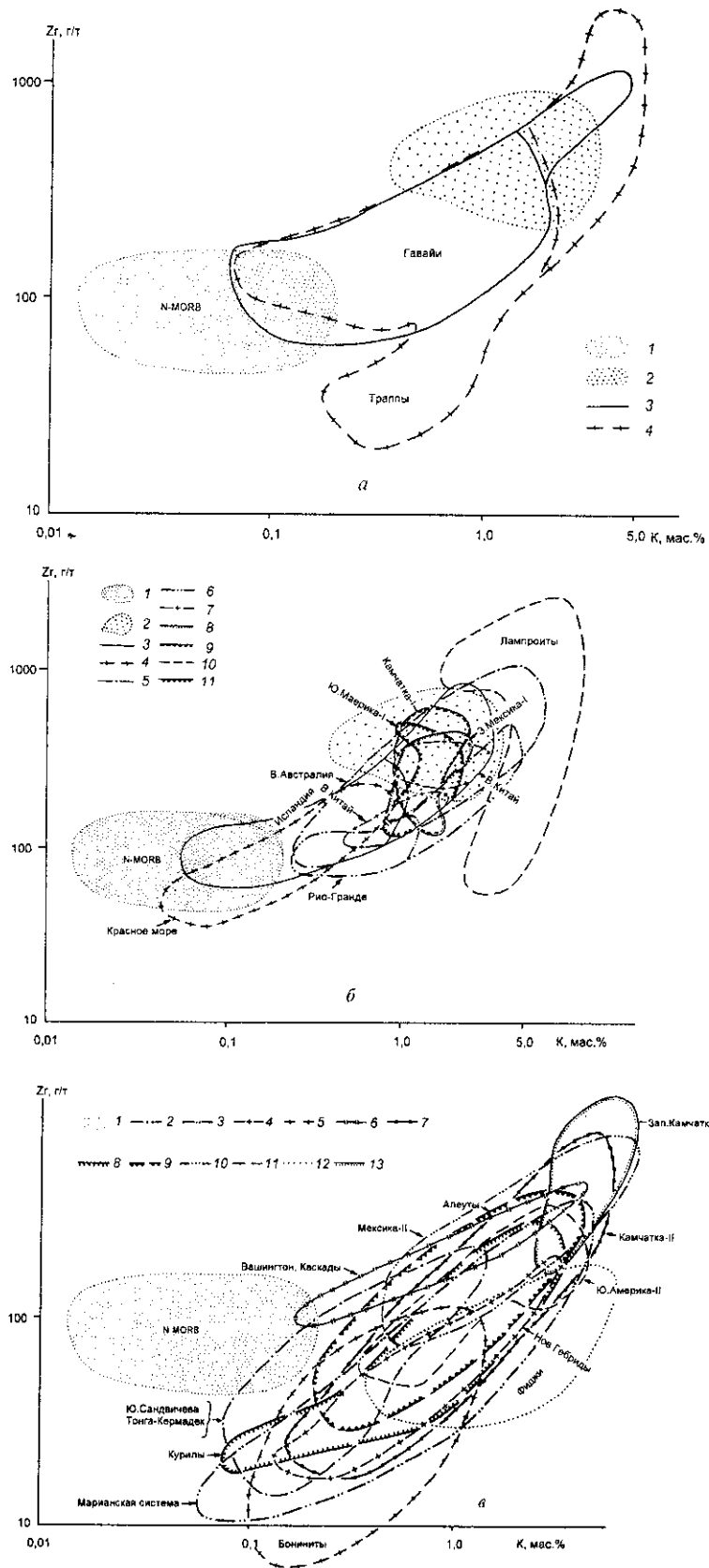


Рис. 35. Соотношение Zr и К в вулканических породах различных геоструктурных областей
 а: 1-4 – то же, что на рис.30; б: 1-11 – то же, что на рис.31; в: 1-13 – то же, что на рис.30

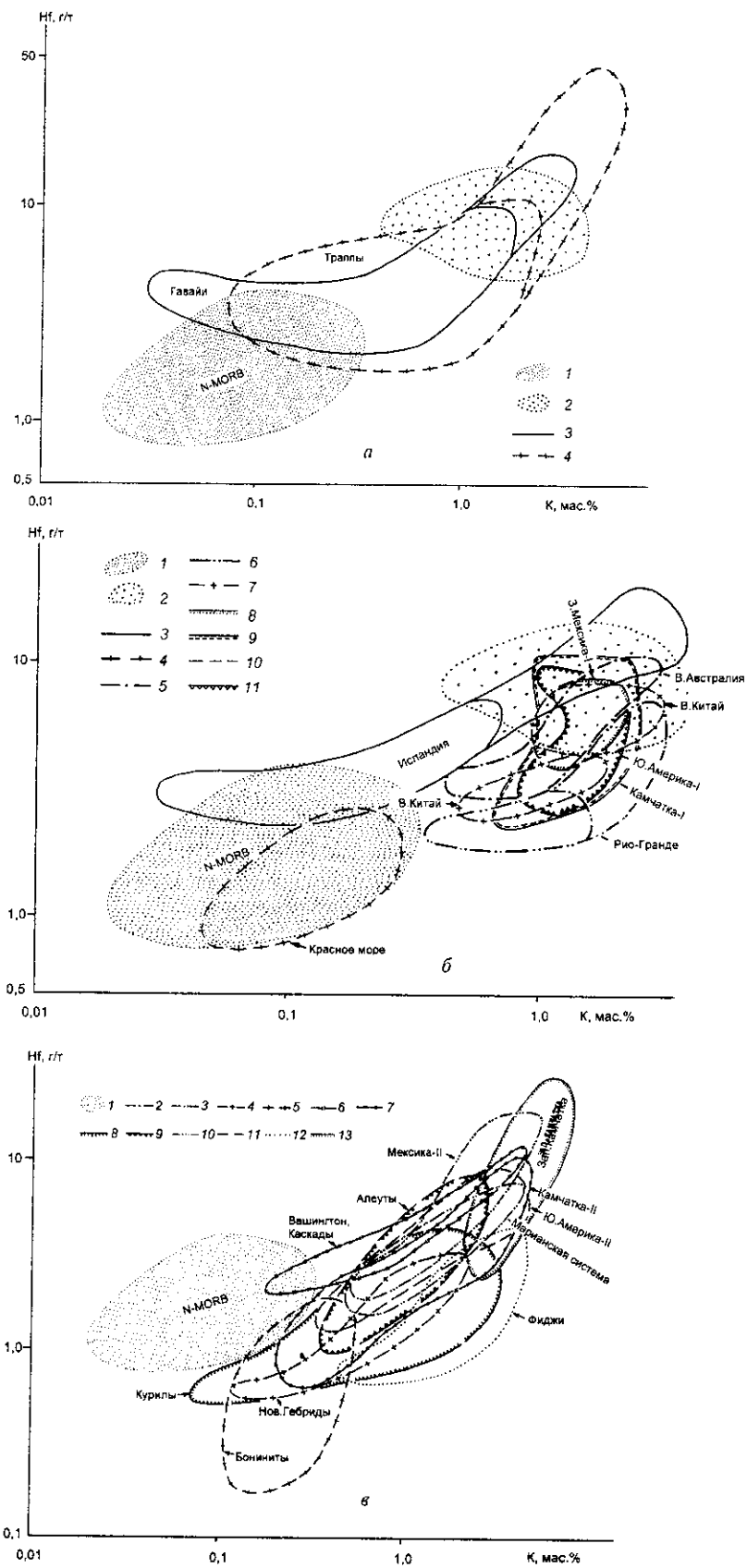


Рис. 36. Соотношение Hf и K в вулканических породах различных геоструктурных областей
 а: 1-4 – то же, что на рис.30; б: 1-11 – то же, что на рис.31; в: 1-13 – то же, что на рис.30

Ниобий и тантал

Ниобий и тантал встречаются совместно в одних и тех же минералах. Отмечается не только изовалентный изоморфизм между Nb и Ta, но и гетеровалентные связи с Ti, Zr и другими элементами. Прямая и значимая корреляция Nb с Ti устанавливается практически для всех типов пород [Гладких, Викторова, 1967]. Более ранние и более меланократовые дифференциаты менее обогащены этими элементами. В генетически связанных сериях магматических пород от начальных к конечным продуктам происходит увеличение содержания и Nb, и Ta. Иногда Ta накапливается интенсивнее, чем Nb. Считается, что эти элементы концентрируются в минералах, содержащих Ti (например, в ильменитах, пикроильменитах, перовскитах и др.), изоморфно замещая его. Есть предположение [Илупин и др., 1978], что по мере увеличения глубинности зарождения расплавов (от толеитового к кимберлитовому) происходит обогащение соответствующих пород Nb и Ta.

Диаграммы Nb–K и Ta–K (рис.37, 38) достаточно однотипны. Для большинства серий вулканических пород K коррелирует с обоими этими элементами, т.е. они когерентны с ним в магматическом процессе.

Однако при низких содержаниях щелочей наблюдается выполаживание некоторых участков графиков по отношению к оси со щелочным показателем, то есть эта когерентность нарушается. Это касается толеитов Исландии, Гавайских островов, континентальных траппов, наименее калиевых пород рифта Рио-Гранде, Курильской, Алеутской и Ново-Гейбридской островных дуг. Иногда эти особенности проявлены только для одного из рассматриваемых элементов, но это, видимо, зависит от степени опробования вулканического материала на тот или другой элемент. В этой области низких содержаний K только базальты некоторых траппов имеют концентрации Nb ниже, чем в толеитах срединно-океанических хребтов. Низкокалиевые базальты Гавайских островов, Исландии и большей части траппов характеризуются близкими, но более высокими, чем базальты "N"-типа MORB концентрациями этого элемента, хотя и здесь наблюдается некоторое перекрытие полей. То же можно сказать и в отношении Ta, с той лишь разницей, что место низкониобиевых траппов занимают низкотанталовые толеиты новогейбридской островной дуги (см. рис.38).

В относительно широком диапазоне изменения калиевой щелочности (от 0,1–0,2 до 4–5% K) поля

различных геохимических серий вулканитов располагаются в виде двух поясов с хорошей корреляционной зависимостью в парах Nb–K и Ta–K. В поясе с низкими концентрациями Nb и Ta группируются поля вулканических пород Марианской, Ново-Гейбридской, Курильской, Алеутской островных дуг, дуги Фиджи, вулканитов островодужного типа Камчатки, а также бониниты и часть траппов. Пояс с высокими значениями рассматриваемых элементов составляют поля гавайских вулканитов, а также континентальных внутриплитных проявлений вулканизма, которые не содержат включений перцолитов (траппы, вулканические породы Восточной Австралии, Восточного Китая, Вьетнама, рифта Красного моря). Промежуточное положение занимают проявления северо-американской активной континентальной окраины: Мексиканского вулканического пояса, Лассен-Пик и рифта Рио-Гранде.

Обособленные поля занимают точки вулканитов, содержащие ксенолиты шпинель-перцолитового или пиропового типов. Они характеризуются отсутствием положительной корреляционной зависимости рассматриваемых элементов с K (возможно, очень слабо выраженной), а для кимберлитов наблюдается даже четко выраженная обратная зависимость в паре Nb–K. Точки составов базальтоидов без ксенолитов в эти поля, как правило, не попадают, но иногда здесь размещаются кислые составляющие некоторых вулканических серий (Гавайских островов, траппов, Исландии).

Существует еще целая группа полей, которые характеризуются широкими вариациями концентраций рассматриваемых элементов в узком диапазоне изменения калиевой щелочности. В ряду умеренных значений (0,7–2,0% K) располагаются серии вулканитов внутриплитного геохимического типа: Патагонии (с эффективным разворотом краевой части поля в область кимберлитов, что может указывать на наличие пиропового контроля в петрогенезисе родоначальных расплавов для этой серии), Западной Мексики и Камчатки. В диапазоне высоких значений K (2,5–10%) располагаются поля лампроитов и лампроитоподобных пород Западной Камчатки.

Таким образом, диаграммы Nb–K и Ta–K обладают хорошо выраженными дискриминантными возможностями в любом диапазоне изменения калиевой щелочности. На этих диаграммах хорошо различаются геохимические типы вулканитов, имеющих различное тектоническое положение, и даже серии отдельных регионов и областей (например, островных дуг).

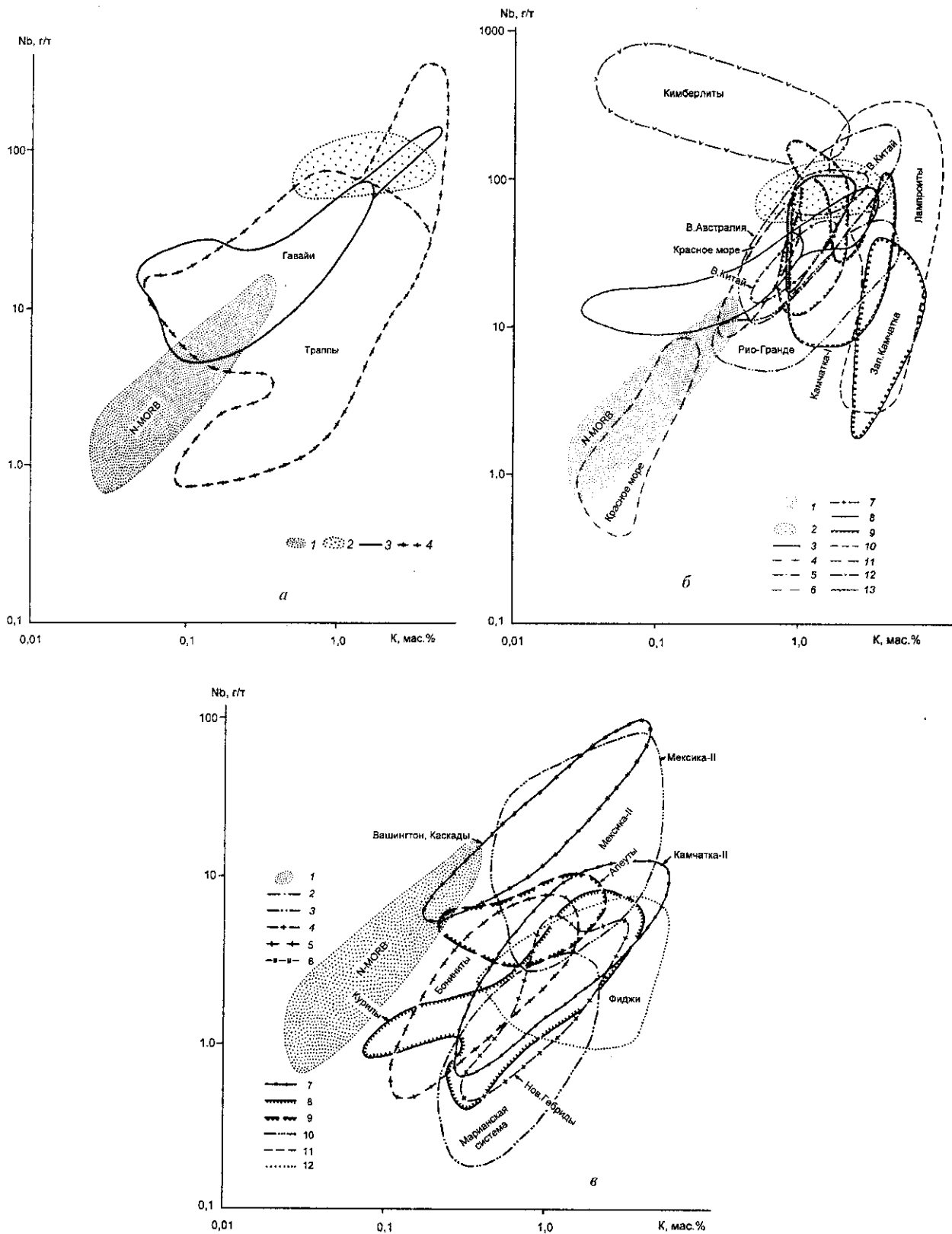


Рис. 37. Соотношение Nb и K в вулканических породах различных геоструктурных областей

а: 1-4 - то же, что на рис.30; б: 1-11 - то же, что на рис.31, 12 - кимберлиты, 13 - Западная Камчатка (высококальциевые лампроитоподобные породы); в: 1-12 - то же, что на рис.30

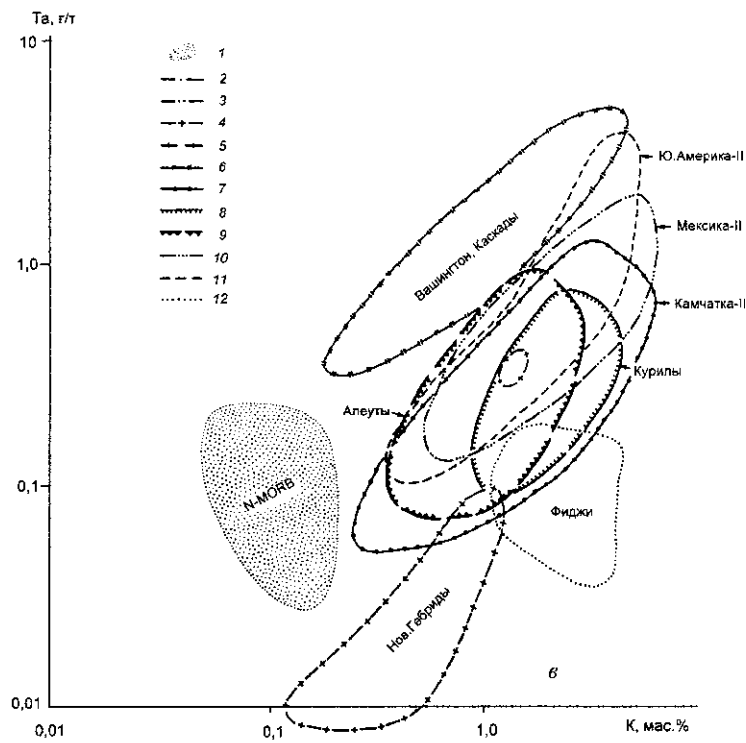
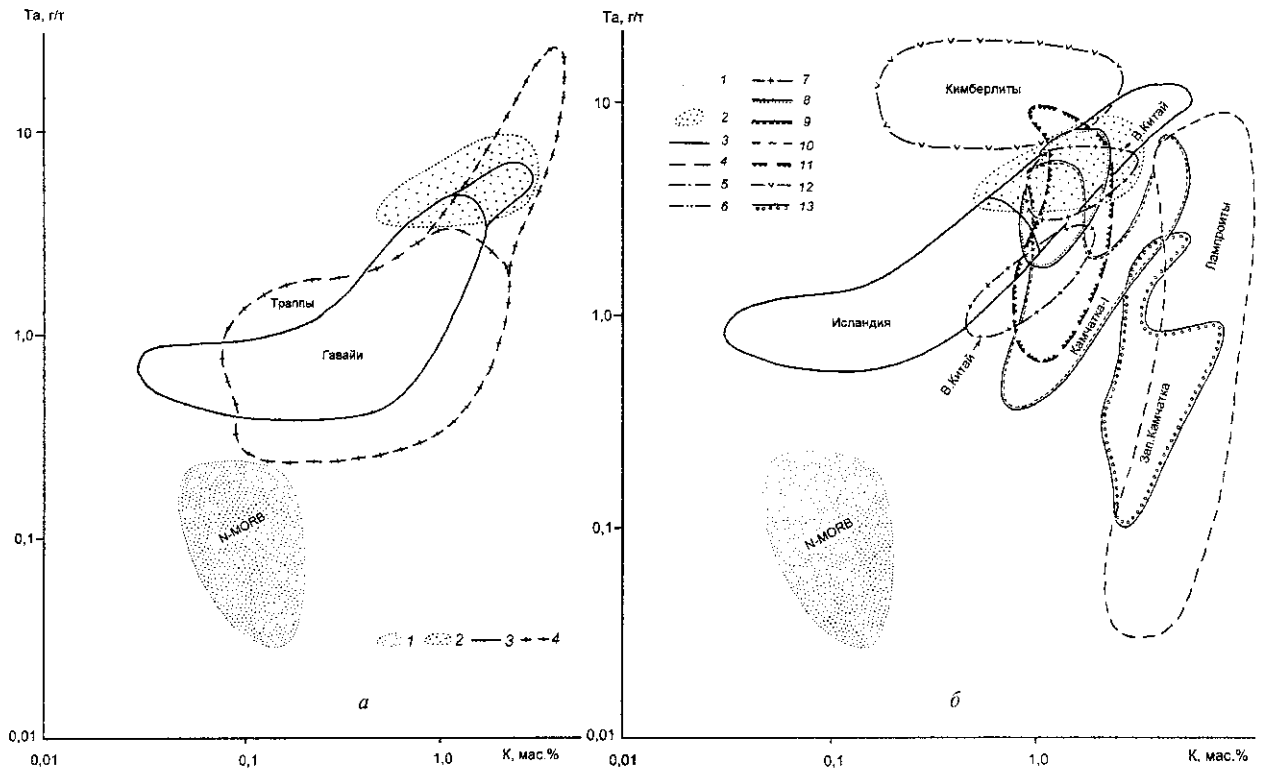


Рис. 38. Соотношение Та и К в вулканических породах различных геоструктурных областей
Условные обозначения те же, что на рис.37

Группа редкоземельных элементов

Основная масса этих элементов связана с Са-содержащими минералами. Главными носителями их являются темноцветные пороодообразующие минералы (пироксены, амфиболы), с которыми связано до 40–75% РЗЭ, плагиоклазы, которые несут 10–30% РЗЭ и акцессории 7–10% РЗЭ [Нестеренко, Альмухамедов, 1973]. В кислых и щелочных породах акцессориев больше и в них концентрируется до 60–80% РЗЭ. В ходе температурной эволюции магматических расплавов, а также по мере изменения глубины выплавки, роль тяжелых и легких РЗЭ меняется, чем и определяются их индикаторные возможности. При кристаллизации базальтовых расплавов в темноцветных минералах в большей степени накапливаются тяжелые, а расплав обогащается легкими РЗЭ. Их изъятие акцессориями может вызвать обогащение остаточных жидкостей тяжелыми РЗЭ (так называемый инверсионный тип распределения РЗЭ). Геохимическая роль РЗЭ в разноглубинных выплавках подробно изучена Ю.А.Балашовым [1976]. В плагиоклазовых ассоциациях все темноцветные минералы (клинопироксен, амфибол, ортопироксен и оливин) обогащены тяжелыми и средними РЗЭ, а легкие элементы этой группы и Eu концентрируются в плагиоклазах. В парагенезисах шпинелевой фации наблюдается та же тенденция для оливина и ортопироксена, но в клинопироксене увеличивается роль легких лантаноидов (ими также обогащена и шпинель). В гранатсодержащих ассоциациях клинопироксен, ортопироксен и оливин являются носителями легких лантаноидов, а гранат – тяжелых РЗЭ. Тенденция возрастания глубины плавления сводится к увеличению в выплавках роли легких лантаноидов. Эффект усиливается уменьшением степени плавления с ростом глубины очагов. Среди РЗЭ особую роль играет Eu, который, в отличие от остальных элементов этой группы (трехвалентных), имеет переменную валентность (он бывает двух- и трехвалентный). С этой особенностью связывают наличие в некоторых породах европиевой аномалии, т.е. резкое обогащение или обеднение породы Eu по сравнению с соседними элементами в ряду уменьшения их ионного радиуса. Эта аномалия часто объясняется фракционированием плагиоклаза. Любопытно ее объяснение в лавах и дайках Троодоса, как свидетельство Si-метасоматоза [Кау, Senechal, 1976]. Группа редкоземельных элементов обычно рассматривается в виде нормированных графиков (по хондриту). Но это, скорее, дань традиции, когда такие анализы были петрологической редкостью.

При наличии большого количества анализов данные по РЗЭ рассматриваются в виде корреляционных (дискриминантных диаграмм), где на одной оси откладывается показатель степени фракционирования РЗЭ $K_f = (La/Yb)_n$ (отношение лантана к итербию, нормирование по хондриту), а на другой оси показатель степени дифференцированности породы (расплава) – содержание SiO_2 или щелочей (обычно К). РЗЭ изоморфны с Са и Sr, но как видно на диаграммах (рис.39), отношение La/Yb хорошо коррелируется с К. Впервые диаграммы K_f-K для широкого спектра пород были составлены Ю.А.Балашовым [1976]. Им же получены первые отличия спектров распределения РЗЭ для пород различного тектонического положения.

Как видно на составленных автором диаграммах $(La/Yb)_n-K$ (см. рис.39), K_f хорошо коррелируется с этим щелочным элементом в широком диапазоне его значений.

Только при низких значениях К эта корреляция иногда нарушается: появляются участки частичного выполаживания полей, как это уже отмечалось для Nb и Ta. В этой области низкой щелочности толеитовые базальты Гавайских островов, траппов и значительной части исландских вулканитов характеризуются более высокими La/Yb отношениями, чем базальты срединно-океанических хребтов. При тех же значениях этих отношений поля составов островодужных базальтоидов сдвинуты в сторону обогащения их калием.

Так же как в случае корреляций в парах Nb–K и Ta–K, в диапазоне вариаций К от 0,1–0,2 до 4–5% на рассматриваемых диаграммах (см. рис.39) обособляются два ряда полей. В ряду полей пород с пониженной степенью фракционирования легких лантаноидов группируются составы островодужных вулканитов. Второй ряд с более высокими La/Yb отношениями занят преимущественно составами вулканических пород внутриплитного типа, не содержащих глубинных включений. Перекрытия здесь, правда, гораздо большие, чем на диаграммах для Nb и Ta. Кроме того, в некоторых островных дугах (например, в Ново-Гебридской) появляются разности пород с аномально высоким фракционированием легких РЗЭ.

Поля вулканитов, содержащих включения шпинель-лерцолитового и пиропового типов достаточно индивидуализированы. Однако они имеют значительное взаимное перекрытие, хотя и характеризуются разной направленностью трендов: обратной корреляционной зависимостью La/Yb для кимберлитов и лампроитов, но отсутствием таковой для базальтоидов с включениями шпинелевых лерцолитов.

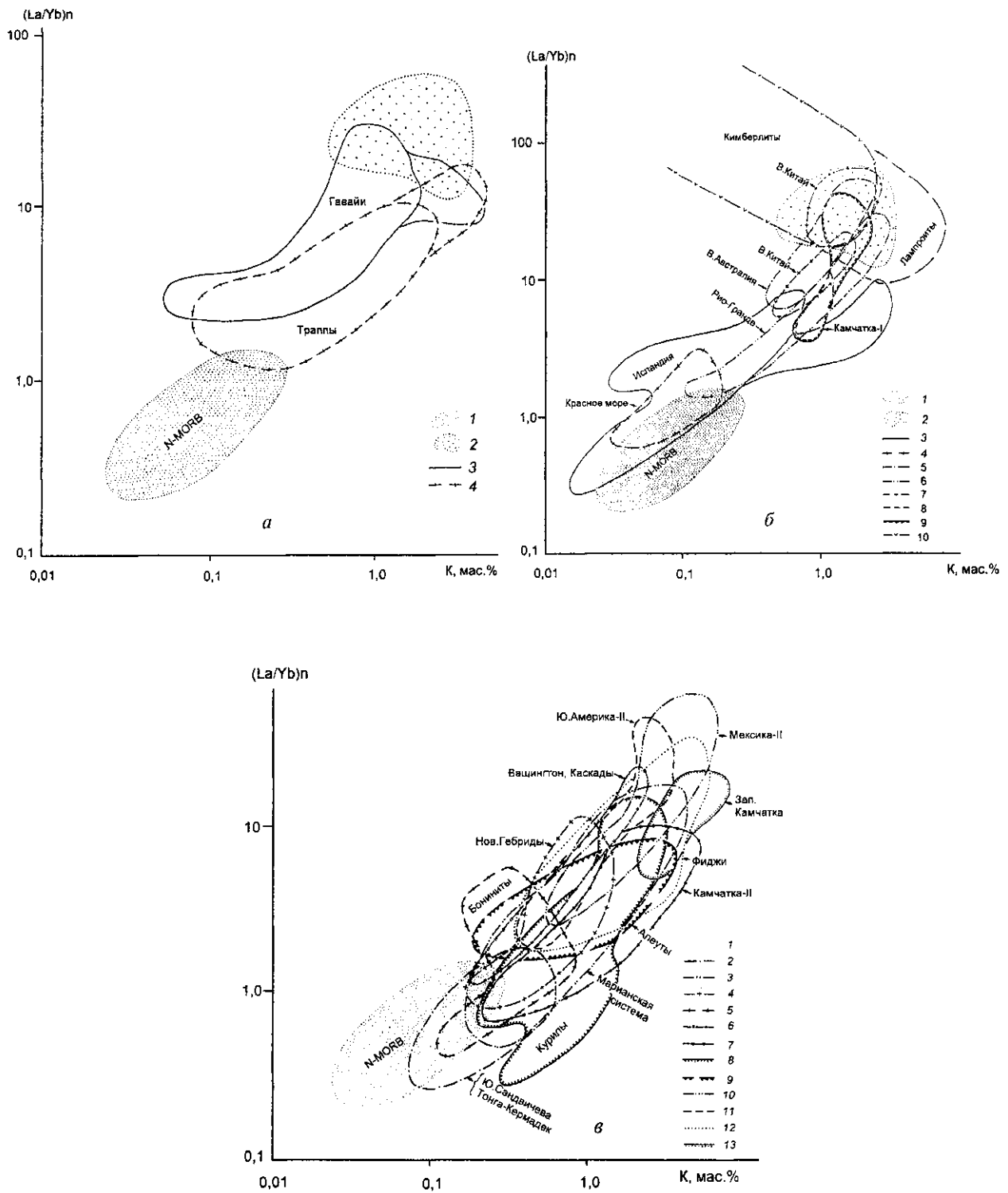


Рис. 39. Соотношение $(La/Yb)_n$ и K в вулканических породах различных геоструктурных областей
а: 1-4 – то же, что на рис.30; *б*: 1-9 – то же, что на рис.30, 10 – кимберлиты; *в*: 1-13 – то же, что на рис.30

Породы внутриплитного геохимического типа, содержащие ксенолиты шпинелевых лерцолитов (Патагония, Западная Мексика и Камчатка), характеризуются повышенными значениями La/Yb отношений. Лампроитоподобные породы Западной Камчатки при высокой калиевой щелочности в значительной своей массе попадают в поле лампроитов.

Таким образом, рассмотренный тип диаграмм по своим дискриминантным возможностям напоминает диаграммы $Nb-K$ и $Ta-K$, хотя диагностические признаки здесь менее выражены.

Элементы группы железа

Элементы группы железа (Ni , Cr , Co , Ti , V , Sc) выделяются как когерентные элементы и объединяются общностью своей геохимической эволюции с Fe^{+3} и Mg . Постепенное уменьшение их содержаний от основных пород к более кислым и от менее щелочных к более щелочным рассматривается как результат кристаллизационной дифференциации (содержания Ti иногда возрастают в более щелочных разностях).

Ni и Co – сидерофильные двухвалентные элементы, в магматических породах входят преимущественно в $Fe-Mg$ силикаты. Ni стремится входить в минералы на ранней стадии магматической дифференциации [Глазунов и др., 1985]. Намечается следующий ряд минералов в порядке уменьшения концентрации в них Ni : керсутит – титаномагнетит шошонитов и трахиандезитов – оливин субщелочных базальтов – титаномагнетит кислых эффузивов – ортопироксен – клинопироксен. Максимальные концентрации Co отмечаются в титаномагнетитах [Глазунов и др., 1985]. Так как этот элемент в ультраосновных дериватах накапливается в рудных минералах, а в поздних дифференциатах находится в рассеянном состоянии, он не обнаруживает корреляции с петрогенными элементами.

Cr – сидерофильный трехвалентный элемент, изоморфно замещающий Fe^{+3} и Al . Щелочные базальты богаче этим элементом, чем толеитовые, причем наиболее высокими концентрациями характеризуются вулканиты рифтовых зон [Prinz, 1967]. Cr обогащает наиболее ранние генерации кристаллов и обычно концентрируется в таких минералах, как шпинель, пироксены, оливин, магнетит.

Ti и V – литофильные элементы, которые в магматических процессах бывают 4-х и 3-х валентными (титан), либо 3-х, 4-х и 5-и валентными (ванадий). Первый элемент образует собственные минералы – ильменит, сфен, титаномагнетит, либо

изоморфно накапливается в $Mg-Fe$ силикатах (клинопироксенах, амфиболах, слюдах). Второй самостоятельных минеральных фаз не образует, но входит в некоторые минералы: клинопироксены, роговые обманки, некоторые гранаты, слюды, сфен, титаномагнетиты, в меньшей степени в оливины, ортопироксены, в очень малых количествах – в полевые шпаты и кварц.

По данным В.В.Щербинины [1963], известково-глиноземистая среда благоприятствует обособлению Ti в виде окисных рудных минералов (титаномагнетитов), тогда как избыток Mg и недостаток K способствуют вхождению Ti в структуру пироксена и роговой обманки, что ведет к накоплению этого элемента в породах повышенной основности и щелочности. При этом в ходе кристаллизационной дифференциации остаточные расплавы обогащаются кремнеземом, но обедняются Fe и Ti . В титаномагнетитах количество Ti закономерно увеличивается от наиболее магниезальных пород к железистым. По данным И.МакГрегора [MacGregor, 1966], в системе $MgO-SiO_2-TiO_2$ происходит обогащение титаном конечных продуктов при возрастании давления, что позволяет провести аналогию с природными магматическими процессами, когда базальтовые магмы все более обогащаются титаном по мере увеличения глубинности их образования.

Поведение ванадия во многом определяется временем кристаллизации титаномагнетита [Уэйджер, Браун, 1970]. При этом сильно восстановительное состояние расплавов способствует поздней кристаллизации кумулятивного магнетита, который характеризуется более высокими концентрациями V , чем магнетит, образовавшийся из магм с большим окислительным потенциалом. Соотношение Ti/V является диагностическим признаком тектонической обстановки проявления вулканизма [Shervais, 1982]. Оно возрастает в ряду вулканитов: современных островных дуг – базальтов срединно-океанических хребтов (и континентальных покровных образований) – щелочных пород платформенных областей.

Sc – литофильный трехвалентный элемент, геохимическая история которого определяется, с одной стороны, сродством с Fe и Mg , а с другой – с редкими землями и иттрием. В составе породообразующих минералов (оливин, пироксены, амфибол, слюды) он присутствует в рассеянном состоянии. В условиях повышенной щелочности этот элемент обогащает ранние продукты кристаллизации, но при иных условиях может концентрироваться и в остаточных расплавах [Глазунов и др., 1985].

Рассмотрим серию диаграмм, на которых представлены особенности соотношений элементов группы железа и калия. Подобные параметры обычно анализируются в зависимости от железистости пород. Эта зависимость хорошо исследована и дает прекрасную информацию для изучения процессов фракционирования магматических расплавов. Выбор калия в данном случае в качестве базового элемента был обусловлен, с одной стороны, стремлением "привязаться" к тем же самым геохимическим сериям, что и на других уже рассмотренных диаграммах, а с другой стороны, попыткой отделить эффект влияния процессов кристаллизационной дифференциации (уменьшение концентраций элементов рассматриваемой группы с ростом калиевой щелочности) и щелочного метасоматоза (примерное сохранение уровня этих концентраций с ростом щелочности пород).

Диаграмма Ni-K (рис.40) по-своему информативна. С ростом калиевой щелочности, действительно, для большинства серий наблюдается убывание концентраций Ni, особенно, если это сопровождается еще уменьшением кислотности и магнезиальности пород, что является прямым следствием процессов фракционной кристаллизации. Причем в равной степени они проявлены на уровне фации шпинелевых перидотитов (в соответствующем поле ксенолитсодержащих пород) и в условиях плагиоклазового контроля (например, в островодужных сериях). Интересно, что в кимберлитах фракционирование Ni не проявляется.

В области низких значений K в некоторых сериях (базальты срединно-океанических хребтов и Красноморского рифта, некоторые толеиты Исландии и часть траппов) эта зависимость нарушается. При этом выполаживание участков графиков происходит примерно в одной, сравнительно ограниченной, области значений Ni (50–250 г/т). Связано это, вероятно, с близкой магнезиальностью пород и слабым проявлением фракционирования оливина. Гавайские толеиты, напротив, характеризуются очень высоким накоплением никеля (до уровня содержаний в кимберлитах). Высокая магнезиальность пород, по-видимому, объясняется кумулятивным накоплением оливина.

Далее можно проследить, как при близких содержаниях никеля (одной и той же степени фракционирования) в продуктах вулканизма различных структурных областей постепенно нарастает содержание калия (эффект метасоматического или ассимиляционного обогащения). Этот ряд начинается вулканическими породами примитивных островных дуг: Тонга–Кермадек–

Южно-Сандвичевой, Марианской и Ново-Гейбридской (хотя некоторые разности пород двух последних островных дуг отличаются большей калиевостью). Сюда попадает также часть вулканитов Курильской (наименее калиевые) и Алеутской (наиболее щелочные) островных дуг. Область вулканических серий с большими содержаниями калия, но близкими концентрациями никеля представлена проявлениями вулканизма активных континентальных окраин: Мексиканский и Южно-Американский вулканические пояса, район Каскадных гор. В эту область также попадают траппы, гавайские и исландские вулканиты, вулканические серии пород Камчатки, дуги Фиджи, часть курильских и алеутских вулканитов. Среди пород последних четырех регионов выделяются высокомагнезиальные серии с концентрациями Ni более 50 г/т и глиноземистые серии, характеризующиеся более низкими значениями для этого элемента. Дальнейшее перемещение в сторону более щелочных пород сопровождается переходом в область внутриплитных вулканитов, содержащих ксенолиты шпинелевых лерцолитов. По концентрациям Ni эти вулканиты сопоставимы с магнезиальными сериями пород островодужного типа – бонинитами. Здесь же располагаются составы базальтоидов внутриплитного геохимического типа Западной Мексики, Южной Америки и Камчатки с включениями лерцолитов, а также породы внутриплитного вулканического пояса Восточной Австралии и рифта Рио-Гранде. Наконец, наиболее высокими содержаниями калия при сохраняющихся концентрациях никеля характеризуются лампроиты, лампроитоподобные породы Западной Камчатки, некоторые шошониты дуги Фиджи и Мексиканского вулканического пояса, а также некоторые минетты и лейцититы Западной Мексики.

Рассмотренная последовательность хорошо коррелируется с возрастающей мощностью земной коры в соответствующих регионах, что является основополагающим фактором, определяющим возможность участия ассимиляционных процессов в генезисе магматических расплавов. Хорошо известно также, какая большая роль в генезисе островодужных вулканитов, а также лампроитов и сходных с ними пород отводится летучим компонентам и, в частности, метасоматическому привносу щелочей в магматические расплавы.

При близкой калиевой щелочности закономерное уменьшение концентраций Ni (в соответствии с падением магнезиальности пород) наблюдается в ряду ассоциаций вулканитов: кимберлиты – породы, содержащие включения шпинель-

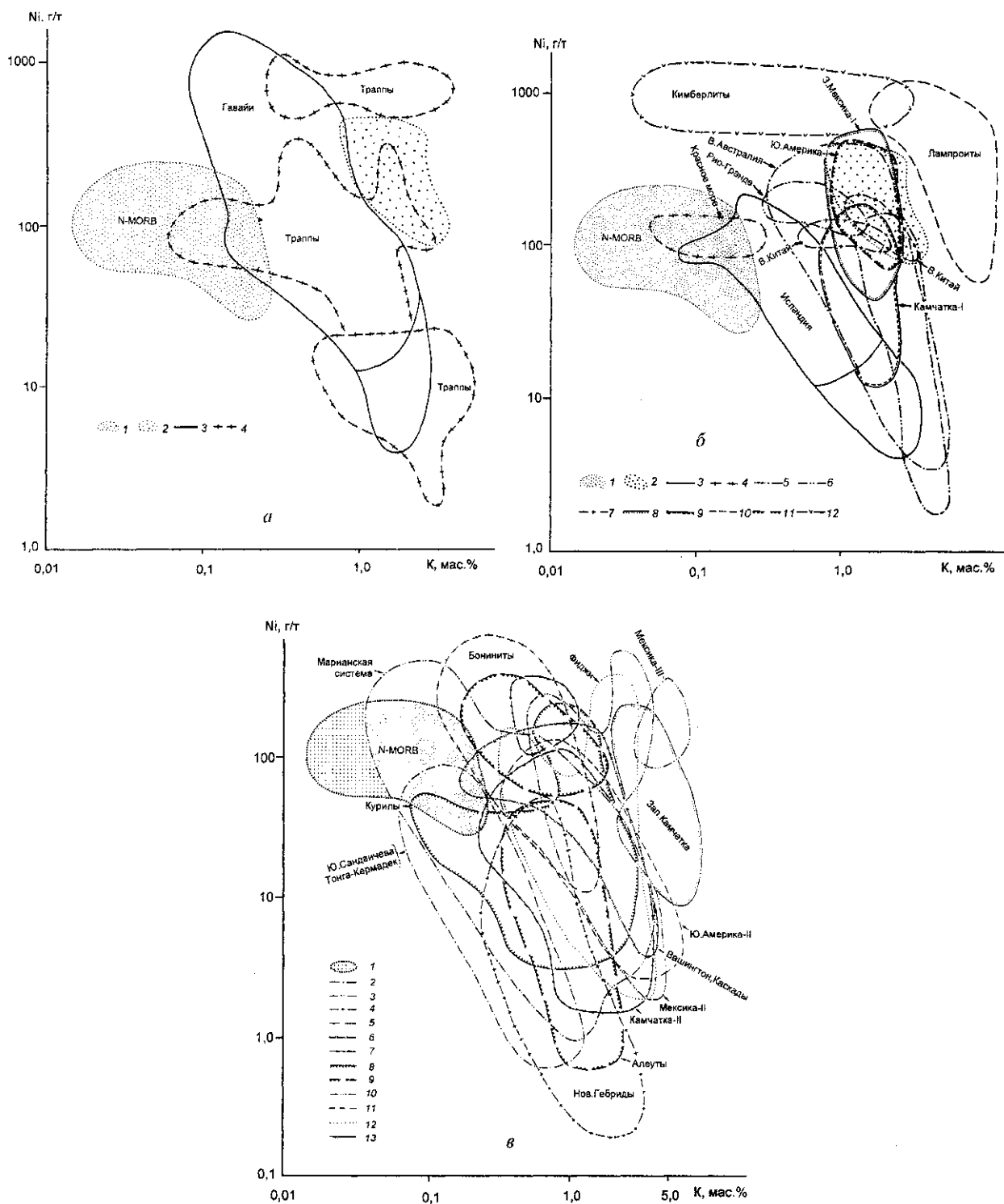


Рис. 40. Соотношение Ni и K в вулканических породах различных геоструктурных областей
 а: 1-4 - то же, что на рис.30; б: 1-12 - то же, что на рис.37; в: 1-13 - то же, что на рис.30

лерцолитового типа – базальты срединно-океанических хребтов, Исландии, траппов – глиноземистые серии вулканических пород островных дуг.

В общем плане повторяется тот ряд пород, который был установлен при рассмотрении петрохимических особенностей вулканытов (см. рис.26).

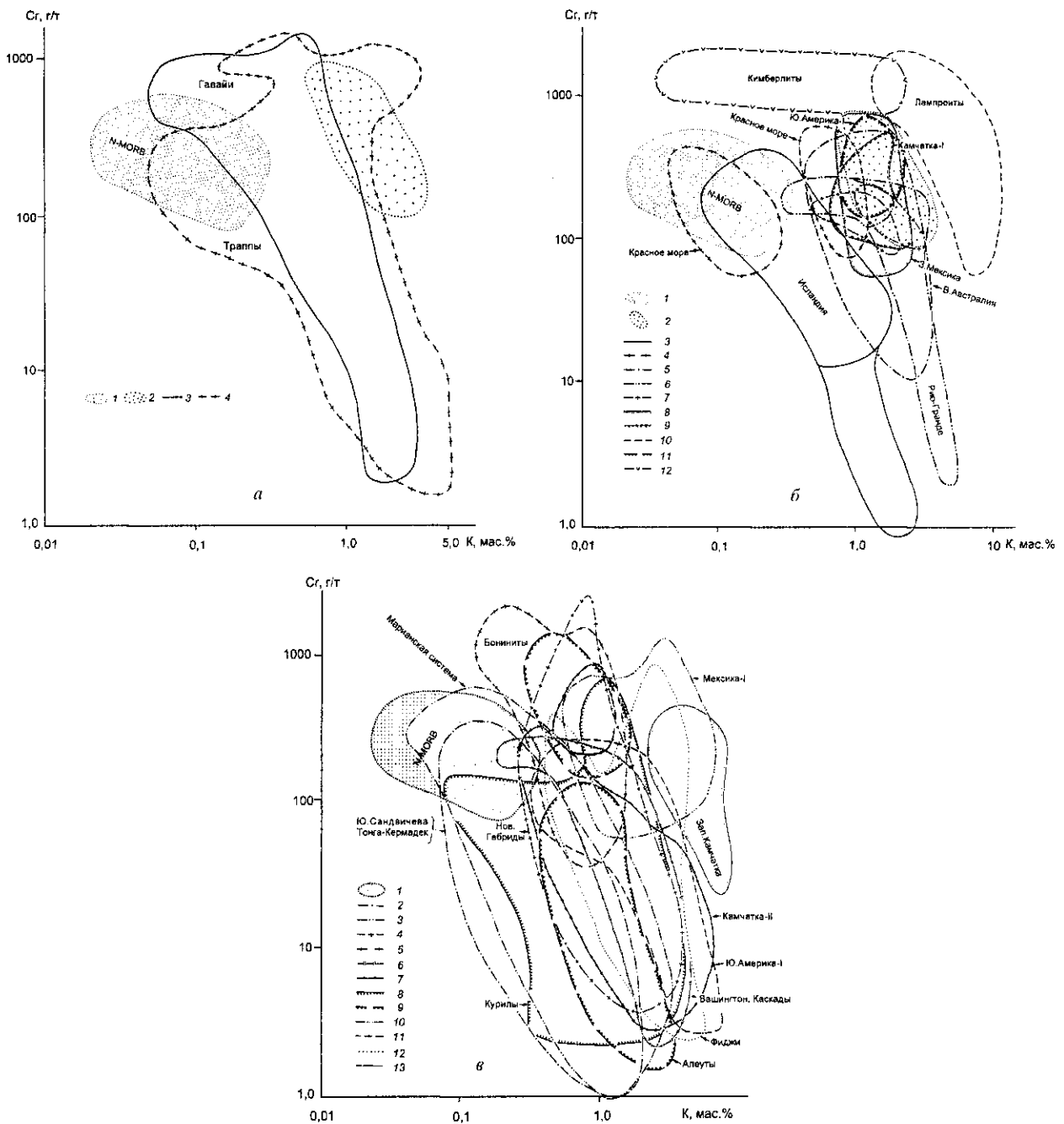


Рис. 41. Соотношение Sr и K в вулканических породах различных геоструктурных областей
a: 1-4 – то же, что на рис. 30; *б*: 1-12 – то же, что на рис. 37; *в*: 1-13 – то же, что на рис. 30

Диаграмма Sr–K в общих чертах сходна с предыдущей (рис. 41). Отмечаются только некоторые отличия. Например, выполаживание части поля в области низких значений K наблюдается также и для толеитов Гавайских островов, поскольку фракционирование оливина не влияет на изменение концентраций Sr. Породы Ново-Гебридской дуги характеризуются повышенными концентрациями Sr и поэтому их поле смещается в область,

которую на диаграмме Ni–K занимают вулканы активной континентальной окраины.

Таким образом, оба элемента Ni и Sr в соотношении с K можно использовать для разделения серий, имеющих различное тектоническое положение.

Диаграммы Co–K и Sc–K в общих чертах повторяют особенности корреляции Ni–K, но они менее информативны.

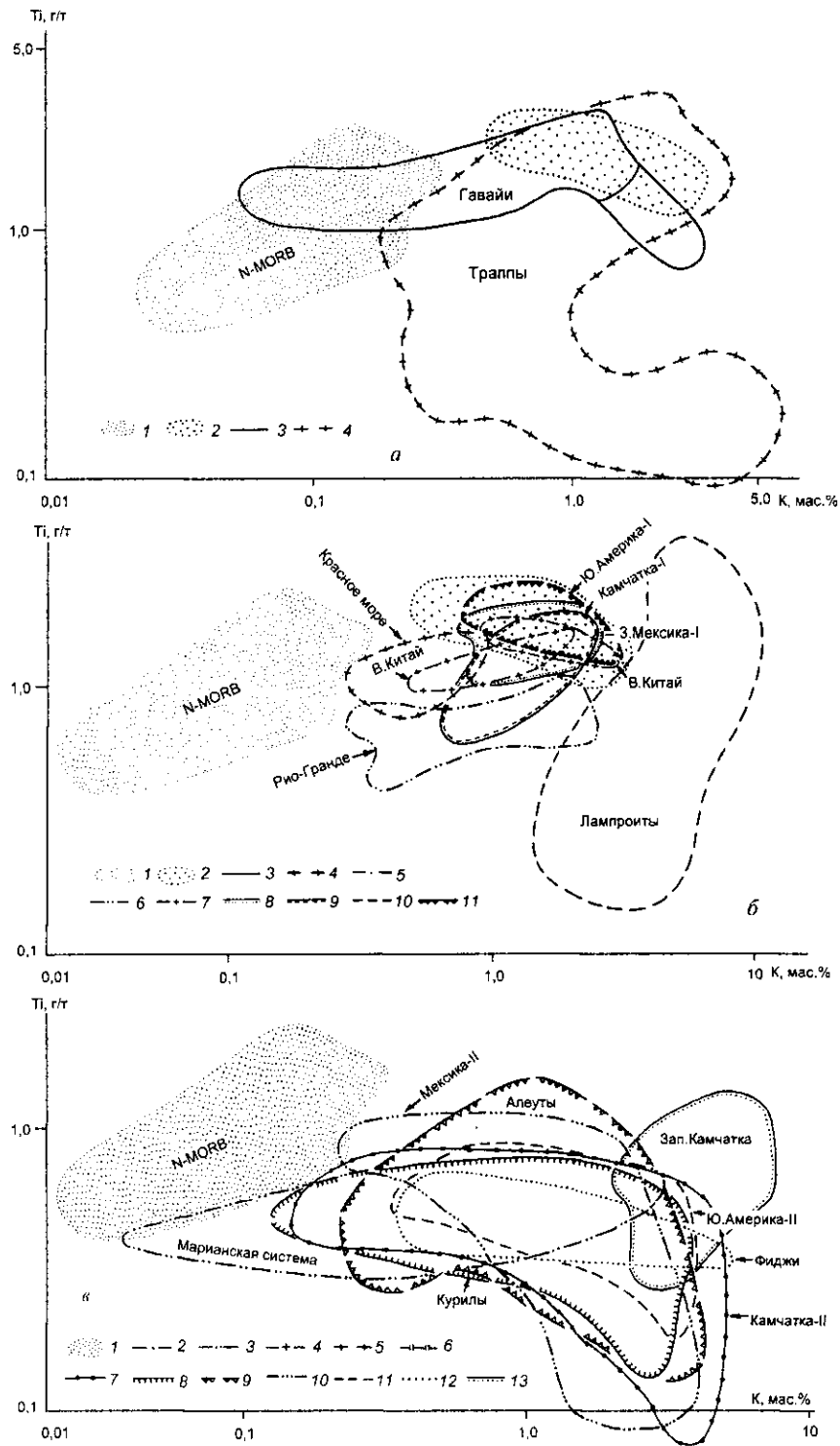


Рис. 42. Соотношение Ti и K в вулканических породах различных геоструктурных областей
 а: 1-4 – то же, что на рис.30; б: 1-11 – то же, что на рис.32; в: 1-13 – то же, что на рис.30

Рассмотрим диаграммы $Ti-K$ в силу их большей информативности по сравнению с соотношением $V-K$. Как видно на рисунке 42, здесь условно можно выделить две группы пород: с содержанием более и менее 0,9-1% Ti .

В первую группу пород попадают некоторые базальты срединно-океанических хребтов, большинство гавайских вулканических пород (за исключением наиболее кислых разновидностей), некоторая часть траппов, значительная часть базальтов Красноморского

рифта, практически все рифтогенные базальтоиды Восточного Китая (как содержащие ксенолиты, так и не несущие их), а также те проявления вулканизма, которые были отнесены ранее (при рассмотрении Zr и Hf) к внутриплитному геохимическому типу (базальтоиды Патагонии, Западной Мексики и Камчатки). В области высоких концентраций Ti располагается поле вулканических пород, содержащих ксенолиты лерцолитов. В целом эти проявления характеризуются обратной корреляционной зависимостью в паре Ti–K, которая наблюдается, в частности, для подобных образований отдельных регионов (Восточный Китай, Вьетнам, Патагония). При этом в ряде случаев переход от пород, содержащих ксенолиты, к вулканикам без ксенолитов сопровождается сменой характера этой корреляционной зависимости (с обратной на прямую). На рисунке 42 это можно видеть для Восточного Китая. Та же закономерность проявляется и для вьетнамских базальтоидов.

Во вторую группу (с низкими содержаниями Ti) попадают практически все островодужные вулканики за исключением некоторых алеутских базальтов (см. рис.42), значительная часть базальтов срединно-океанических хребтов и континентальных траппов.

Широкими вариациями концентраций Ti характеризуются лампроиты и лампроитоподобные породы Западной Камчатки.

Таким образом, Ti можно использовать как показатель, разделяющий вулканики, связанные с различными геодинамическими обстановками, хотя значительная часть вулканических пород характеризуется меняющимися содержаниями этого элемента в зависимости от их щелочности и кремнекислотности.

4.2.3. Анализ дискриминантных возможностей микрокомпонентов

Рассмотрение приведенных диаграмм (см. рис.30–42) показало, что различные элементы по-разному отражают особенности вещественного состава петрохимических серий, развитых в различных геодинамических обстановках, т.е. обладают различными дискриминантными возможностями. По мере возрастания последних можно выделить два ряда элементов: 1) Li, Rb, Cs, U, Th, Ba, Sr, Hf, Zr, P3Э, Nb, Ta и 2) Sc, Co, Ti, V, Cr, Ni. В конечных членах каждого ряда дискриминантные возможности начинают проявляться достаточно надежно. Для элементов, которые предшествуют им в этих рядах, картина неясная. Иными словами, та-

кие элементы, как Ba, Th, U, Cs, Rb, Li и Co, Sc нет смысла использовать в дискриминантных диаграммах.

Такое разделение элементов не случайно и согласуется с выводами, которые были сделаны при рассмотрении петрохимических особенностей вулкаников в предыдущем разделе. Действительно, как было показано при анализе диаграммы многомерного статистического анализа (см. рис.26), ее дискриминантные возможности реализуются по схеме: Mg, Fe⁺², Ti – Al, Fe⁺³, Si, тогда как изменение соотношения Ca – Na, K мало информативно для разделения объектов, находящихся в различной геодинамической обстановке. Отсюда понятными становятся разделительные возможности Ni и Sr, поведение которых во многом определяется разной магнезиальностью пород, а также Ti и слабая дискриминантная информативность таких элементов, как Rb, Li, Cs, U и Th, геохимическая история которых во многом зависит от характера поведения K в магматическом или метасоматическом процессах.

Такие элементы, как Ba и Sr имеют двойственную природу: с одной стороны, они изоморфны с K (Ba) и Ca (Sr), и эта особенность отрицательно сказывается на их разделительных способностях. Но с другой стороны, эти элементы по-разному концентрируются в различных минералах (пироксены и полевые шпаты) и могут иметь различную историю в магматических процессах.

Разделительные особенности таких элементов, как Hf, Zr, Nb, Ta и P3Э не зависят от химизма пород, но определяются двумя факторами: окислительно-восстановительной обстановкой, по отношению к которой все они достаточно чувствительны и которая меняется по той же схеме Fe⁺² – Fe⁺³ (см. рис.26), и фациально-минералогическим контролем. Комментарии по поводу второго фактора на примере P3Э приводятся Ю.А.Балашовым [1976]. Действительно, в плагиоклазовых ассоциациях все темноцветные минералы (клинопироксен, амфибол, ортопироксен и оливин) обогащены тяжелыми лантаноидами, а легкие P3Э и Eu концентрируются в плагиоклазе. В шпинелевых парагенезисах для оливина и ортопироксена наблюдается та же тенденция, но в клинопироксенах и шпинелях увеличивается роль легких лантаноидов. В гранатсодержащих ассоциациях пироксены и оливин – носители легких лантаноидов, а гранат – тяжелых. Таким образом, не случайно появление тренда обратной корреляции на диаграммах La/Yb–K для гранатсодержащих ассоциаций и только наличие этого тренда говорит о присутствии такого глубинного

источника для соответствующих магматических расплавов. Любопытно, что такая же зависимость проявляется на диаграммах Nb-K и Ta-K.

Таким образом, в наибольшей степени разделительные возможности элементов проявляются в случае наличия фациально-минералогического контроля, показателем которого, в первую очередь, выступает тип включений ультрамафитов.

Что касается рассмотренных диаграмм (см. рис.30-42), то в общем случае, для них можно выделить три области: 1) максимальных значений обоих сопоставляемых элементов, где степень прямой корреляции их с калием очень слабая, от-

сутствует или начинает проявляться обратная зависимость; 2) промежуточных значений парных элементов с хорошей коррелятивной зависимостью между ними; 3) минимальных значений обоих элементов, где вновь начинает нарушаться корреляция между ними.

Рассмотрим эти области на примере двух диаграмм: Nb-K и Ta-K, на которых усредненные содержания элементов для большинства вулканических серий показаны в виде трендов (рис.43, 44).

В первую область попадают поля ксенолитсодержащих вулканытов барофильного типа, образование которых происходило, по всей вероят-

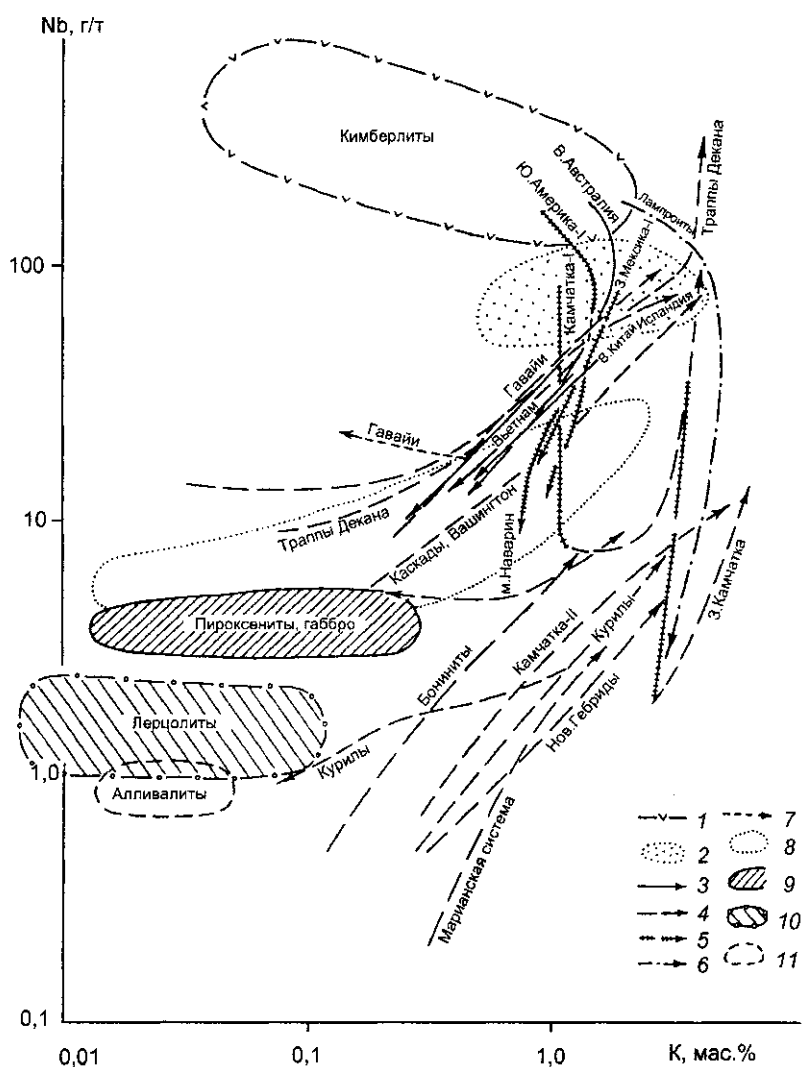


Рис. 43. Обобщенная диаграмма Nb-K для вулканических пород различных геоструктурных областей

1 - граница поля составов кимберлитов; 2 - поле внутриплитных вулканытов с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа; 3-7 - тренды изменения концентраций элементов: 3 - в базальтоидах внутриплитного типа ("эволюционные" серии: Восточной Австралии, Восточного Китая, Вьетнама, Гавайских островов), 4 - в породах "фракционных" серий (Исландия, тралпы Декана, Каскады, Вашингтон, Алеуты, бониниты, Курилы, Камчатка, Марианская система, Новые Гебриды), 5 - в породах внутриплитного геохимического типа ("транзитные" серии Южной Америки, Патагонии, Западной Мексики, Камчатки, мыса Наварин, Западной Камчатки), 6 - лампроитов, 7 - Гавайских толеитов; 8-11 - поля составов ксенолитов: 8 - метасоматически измененных ультрамафитов, 9 - пироксенитов и габбро, 10 - лерцолитов. 11 - алливалитов

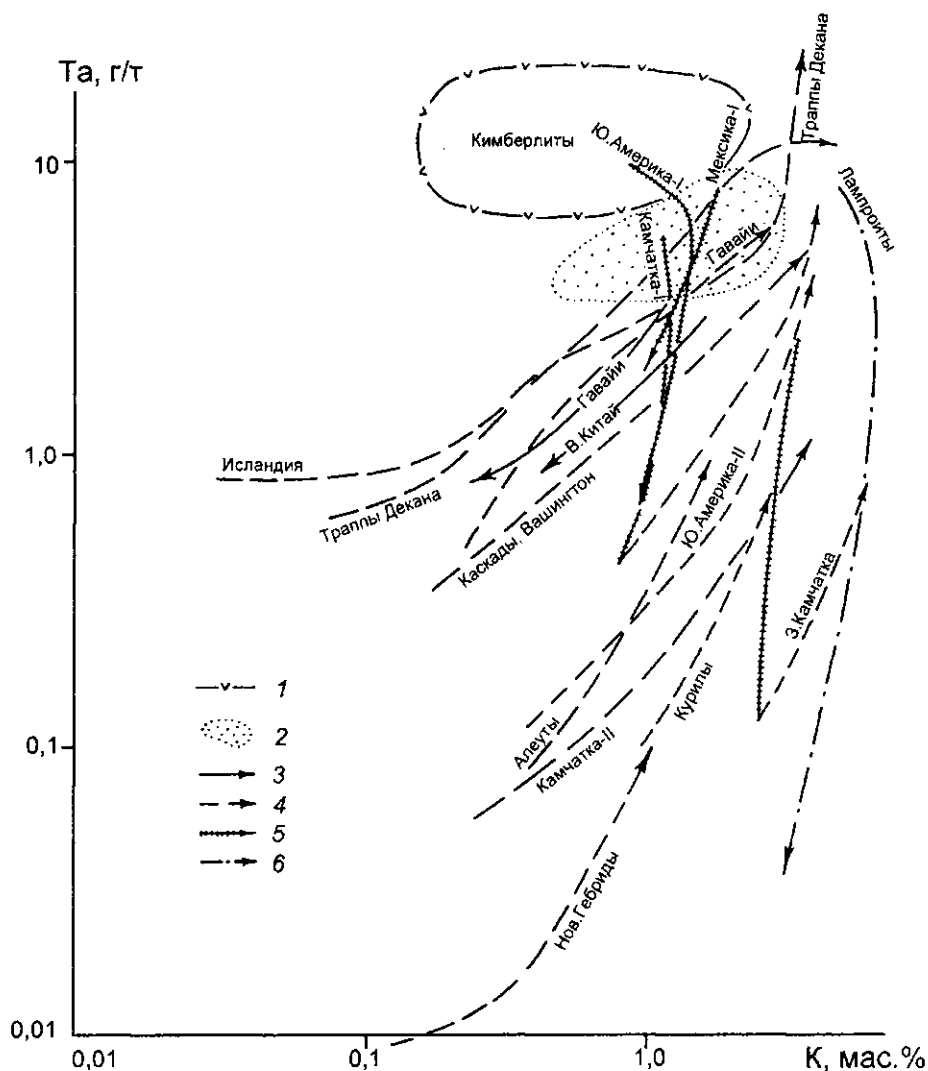


Рис. 44. Обобщенная диаграмма Ta – K для вулканических пород различных геоструктурных областей
1–6 – то же, что на рис. 43

ности, в условиях гранатового или шпинель-лещолитового равновесия. Сюда же заходят “хвосты” трендов вулканических серий окраинно-континентальных рифтовых зон (Вьетнам, Восточный Китай, Восточная Австралия), некоторых вулканических пород внутриплитного геохимического типа (Южная Америка, Западная Мексика, Камчатка) и лампроитоподобных пород Западной Камчатки. Все эти вулканические породы характеризуются наличием ксенолитов шпинельных лещолитов, а также гранатосодержащих ультрамафитов. Кроме того, в этой области располагаются участки трендов наиболее кислых дифференциатов континентальных траппов и близких к ним по составу вулканических пород Исландии, не содержащих ксенолитов. Двойственным положением отличается тренд вулканических пород Гавайских островов: с одной стороны, в эту область

попадают наиболее щелочные и недосыщенные SiO_2 и Al_2O_3 базальтоиды с ксенолитами шпинель-гранатосодержащих ультрамафитов, но с другой стороны, здесь располагаются и наиболее кислые дифференциаты этого региона.

Вулканические породы, содержащие гранатовые включения (Восточная Австралия и Южная Америка), дают очень эффектный изгиб трендов в сторону обратной корреляционной зависимости. Пример подобной корреляции в условиях пиропового контроля обнаруживается для альеитов Соломоновых островов [Nixon et al., 1980].

В области промежуточных значений парных элементов наблюдаются два пучка трендов. В одном пучке располагаются “хвосты” или фрагменты серий с высоким уровнем накопления коррелятивных элементов (континентальных или окраинно-

континентальных рифтовых систем, траппов, Исландии и Гавайских островов). Довольно близко к этой полосе подходит также тренд пород американской активной континентальной окраины (штат Вашингтон). Второй пучок трендов это – серии островодужного типа с пониженными значениями коррелятивных элементов, содержание которых повышается с ростом щелочности и кремнекислотности пород. Прямая коррелятивная зависимость в парах Nb–K и Ta–K в этой области нарушается круто секущими трендами серий внутриплитного геохимического типа Южной Америки, Западной Мексики и Камчатки.

Третья область, где частично теряется корреляционная зависимость дискриминантных элементов с K, характеризуется невысоким, но варьирующим для разных серий уровнем накопления Nb и Ta. Эту область занимают поля оливин-анортитовых включений в низкокальциевых вулканитах Камчатки и Курил и габброидных включений Вьетнама, “хвосты” вулканических серий Гавайских островов, Исландии, траппов, Ново-Гейбридской островной дуги, а также отдельные содержащие оливин-анортитовые включения базальтоиды Курил и Юго-восточной Камчатки [Фролова и др., 1988] и содержащие ксенолиты пироксенитов магнезиальные базальты тыловой области Центральных Алеут [Yogodzinski et al., 1994].

Судя по характеру ассоциирующихся с вулканитами включений, первая область соответствует пироповому и шпинель-лерцолитовому равновесию, во второй – реализуется переход к плагиоклазовой фации глубинности, а третья область соответствует установившемуся плагиоклазовому равновесию.

4.2.4. Вулканические породы, содержащие ксенолиты, и возможности геохимической типизации вулканитов

Анализ диаграмм, приведенных на рисунках 43 и 44, и весь рассмотренный в предыдущем разделе геохимический материал позволяет высказать ряд соображений по поводу геохимической типизации вулканитов. На многих дискриминантных диаграммах выделяются три области, соответствующие ассоциациям вулканических пород, сосуществующих с ксенолитами пироповой, шпинель-лерцолитовой или плагиоклазовой фаций глубинности. Каждая из этих областей характеризуется определенным уровнем накопления (для первых двух) или диапазоном изменения кон-

центраций микрокомпонентов (табл.31). Вулканиты трех областей отличаются между собой особенностями тектонического положения и геодинамической обстановкой проявления вулканизма. Следовательно, их можно рассматривать как самостоятельные геохимические типы. Как видно из таблицы 31, наибольшие различия наблюдаются для I и II геохимических типов, с одной стороны, и III, с другой. Прежде всего, это касается вариаций в концентрациях Hf, Ti, Zr, Nb, Ta, Ni и соотношения La/Yb. Первые два типа также характеризуются большим уровнем накопления K, Rb, U, Th, Ba и Sr. Различия между геохимическими типами I и II не столь существенные, однако кимберлиты характеризуются явно более высоким уровнем накопления Ti, Nb, Ta, Cr, Ni и максимальными значениями La/Yb отношения.

Как видно на диаграммах (см. рис.43, 44), тренды геохимических серий в основном являются теми промежуточными системами, которые соединяют отдельные геохимические типы. Эти системы можно разделить на три группы.

1) Когда переход от уровня шпинель-лерцолитового равновесия к плагиоклазовому сопровождается падением концентраций дискриминантных элементов параллельно с уменьшением содержания K, но кремнекислотность при этом меняется незначительно (например, щелочные и толеитовые ассоциации Гавайских островов, щелочно-толеитовые серии Восточного Китая или Вьетнама), это – эволюционный тип геохимических серий. В петрогенетических моделях такой тип рассматривается как результат последовательного перемещения фронта магмообразования, мантийного “плюма” или диапира [Кузнецов, 1964; Белоусов, 1982; Фролова и др., 1989].

2) В случае, когда этот переход (иногда он совершается из области вулканитов, сосуществующих с пироповым типом включений) осуществляется при отсутствии или очень слабо выраженной корреляционной зависимости дискриминантных элементов с K, он реализуется в образовании серий внутриплитного геохимического типа, лампроитов или сходных с ними пород. Можно выделять этот тип серий как транзитные образования. Транзитные серии Западной Мексики, Южной Америки (Патагонии) или Камчатки характеризуются изменением содержания K в интервале 0.7–2.1%, что соответствует амфиболовому контролю. В лампроитовых сериях значения этого компонента обычно колеблются в пределах 2.5–9%, что сопоставимо с содержаниями K в флогопитах. Петрологические модели становления этих серий предполагают сходные с

Таблица 31. Содержание редких элементов в разных геохимических типах вулканитов, содержащих ксенолиты различных фаций глубинности

Условие равновесия		Гранат-перидотитовое		Шпинель-лещолитовое
Тип минерального контроля		Пироповый (I)		Na-клинопироксен, Al-шпинель (II)
Геохимические типы пород		Кимберлиты	Фельдшпатитовые породы	Внутриплитный континентальный
№ п.п.		1	2	3
1	Rb	10–200	12–135	18–130
2	U	1–7	–	1.4–4
3	Th	4.5–50	8–70	4–18
4	Ba	300–3500	100–1600	400–1400
5	Sr	200–1700	300–1700	700–1900
6	Hf	315–11	7–10	4.5–16
7	Ti	0.6–5	1–2	1–2.5
8	Zr	90–500	170–230	180–850
9	Nb	120–800	100–800	45–120
10	Ta	6.5–20	6.5–9.5	3–8.5
11	Cr	800–2000	420–840	90–800
12	Ni	550–1400	350–675	80–600
13	(La/Yb) _n	от 16 до >200	26–75	11–60
14	K	0.1–2	0.2–4.7	0.5–3.5

Примечание. В колонке 5 верхняя цифра соответствует магниальному, а нижняя – глиноземистому типу вулканитов. Одна цифра отвечает магниальному типу. La и Yb нормированы по ординарному хондриту [Nakamura, 1974]

предыдущим типом механизмы подачи эндогенного материала, которые, вероятно, стоит дополнить с учетом существенной роли флюидных компонентов в условиях амфиболового или флогопитового контроля.

3) Наконец, для некоторых серий имеются псевдопереходы, когда в область барофильных ассоциаций попадают фрагменты кислых генераций существенно базальтовых и менее глубинных комплексов (например, траппов или вулканитов Исландии), характеризующиеся прямой корреляционной зависимостью с K. К этой группе также относятся многие серии островодужного типа, для которых возрастание щелочности и кремнекислотности нередко соответствует возрастной последовательности их развития. Можно выделить этот тип серий как фракционный, поскольку основным механизмом, обеспечивающим многообразие слагающих их типов пород, является процесс малоуглубинной фракционной дифференциации.

Таким образом, оценивая в геохимическом плане положение вулканитов, содержащих разные типы включений, в общей систематике вулканических пород и их роль как индикаторов условий магнообразования, можно отметить следующее.

1. Анализ геохимических особенностей существенно расширяет индикаторные возможности ксенолитсодержащих вулканитов, как реперных

образований для выяснения обстановки разноглубинности возникновения магматических расплавов.

2. По мере возрастания глубины зоны генерации расплавов (независимо от степени плавления) в них увеличиваются концентрации Ti, Cr, Ni, Ta, Nb и отношение La/Yb, в меньшей степени – Zr, Hf и Sr. Что касается K, то, как уже отмечалось, содержание его в магматических породах прямо не связано с глубиной выплавки первичных расплавов, а определяется, видимо, проявлением таких процессов, как малоуглубинное фракционирование, метасоматоз или контаминация коровым материалом. Наблюдаемое возрастание концентраций Rb, Sr, U и Th в тыловых зонах островных дуг коррелируется с ростом K и не является критерием более глубинного обогащения этими элементами магматических расплавов.

3. Вулканиты, содержащие разные типы включений, можно рассматривать в качестве трех самостоятельных геохимических типов, отвечающих условиям пиропового, шпинель-лещолитового или плагиоклазового равновесия.

4. По типу корреляционных связей микрокомпонентов и K, а также характера изменения кремнекислотности пород выделяются геохимические серии пород: эволюционные, транзитные и фракционные.

таблица 31 (окончание)

Условие равновесия		Базит-ультрамафитовое		
Тип минерального контроля		Плагиоклазовый (ПА)		Ортоклазовый (ПБ)
Геохимические типы пород		Гавайи, Исландия, траппы	Островодужный голентовый	Островодужный щелочной
№ п.п.		4	5	6
1	Rb	0.5-1.8	6-20 6-17	50-60
2	U	0.06-0.9	0.4-0.5	1.7-2.4
3	Th	0.2-3.5	0.9-1.4	4.6-7
4	Ba	25-120	170-320 110-320	830-1300
5	Sr	70-450	150-550 220-320	550-1090
6	Hf	1.2-5	1.6-1.9	3.6-3.8
7	Ti	0.2-1.5	0.4-0.6	0.5-0.7
8	Zr	55-180	80-90 30-130	80-110
9	Nb	4.5-25	-	2-3
10	Ta	0.2-1.8	1.2-2.5 0.1-0.2	0.1-0.4
11	Cr	50-400	320-920 2-50	200-360
12	Ni	70-220	110-220 10-20	50-190
13	(La/Yb) _n	1.2-4.5	1.5-2.5	6.7-11.6
14	K	0.25-0.4	0.4-1.1	1.6-3

5. Значимая корреляционная зависимость: *микрокомпонент* - K начинает проявляться в условиях плагиоклаз-ортоклазового контроля. В транзитных сериях характер корреляционной зависимости определяется амфиболовым или флогопитовым контролем.

4.3. КСЕНОЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ВУЛКАНИТЫ И ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХИМИИ (Sr, Nd, Pb) ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

4.3.1. Возможности геохимии изотопов для оценки областей магмогенерации

Исследования геохимии изотопов значительно расширили представления об условиях генерации магматических расплавов в различных геодинамических обстановках.

Изотопные отношения Nd и Sr дают хорошую корреляционную зависимость, что позволило на основании данных по базальтам срединно-океанических хребтов и некоторых океанических островов (как пород, связанных с источниками, наименее контаминированными коровым материалом) вывести так называемую "мантийную последовательность" или область мантийной корреляции, по

отношению к которой рассматривались особенности изотопной геохимии того или иного района [Основы изотопной геологии, 1989].

Накопление аналитических материалов, как по изотопии Sr и Nd, так и по различным изотомам Pb, показало большую неоднородность даже тех данных, которые касались океанических базальтов. Разрабатывались представления о том, что океаническая и континентальная мантия должны состоять из отдельных областей или "доменов" [White, 1985; Allegre, Turcotte, 1985; Wörner et al., 1986; Zindler, Hart, 1986; Hart, 1984, 1988]. Было выделено, по меньшей мере, пять таких "доменов": 1) DMM – деплетированная мантия срединно-океанических хребтов; 2) Himm – область мантии с высокими отношениями $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, возможно, связанными с мантийным метасоматозом; 3) PREMA – преобладающий тип субконтинентальной мантии; 4) EM I (очень низкие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с радиогенным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и нерадиогенным $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и 5) EM II (высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, слегка пониженные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) – различные типы так называемой обогащенной мантии. Существуют представления [Tatsumoto et al., 1992], что компонент EM I образовался вблизи Восточно-Азиатской континентальной окраины вследствие метасоматоза нижней части мантийной литосферы за счет флюидов, поступающих из поддвигаемой океанической плиты. Есть также предположения о том, что этот компонент может происходить из

мантийной порции литосферы, которая отслоилась от мощной континентальной литосферы и была вовлечена в конвективный поток [McKenzie, O'Nions, 1983]. В отношении второго компонента, некоторые исследователи считают, что он мог получиться из субконтинентальной литосферы или астеносферы, обогащенной радиогенными элементами за счет субдукционных процессов [Flower et al., 1992].

Вопросы о количестве этих “доменов”, месте их расположения, форме, времени появления и вещественном составе до сих пор являются дискуссионными и продолжают оставаться в центре внимания исследователей [Hart, 1988]. Это относится, например, к выделенной С.Хартом [Hart, 1984] так называемой “DUPAL” – изотопной аномалии, которая первоначально относилась к базальтам некоторых островов Индийского океана, а затем была распространена на вулканические породы многих островов “южной хемисферы”. По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов эти вулканы характеризуются обогащением Nb, Ta, Th, Ba, высокими отношениями Th/Ce, а также $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (более 0,7050), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Признаки подобной аномалии были затем обнаружены и в некоторых базальтах “северной хемисферы”: на о.Хайнань в Южно-Китайском море [Tu et al., 1992] и в Японском море [Tatsumoto, Nakamura, 1991]. Остается открытым вопрос, где помещаются источники этой аномалии. Одни исследователи [Hart, 1984; Castillo, 1988] придерживаются мнения о том, что это – глубоко мантийные резервуары, возможно, заключающие в себя древние субдуцированные осадки, другие [Hawkesworth et al., 1986] связывают “DUPAL”-аномалию с малоглубинными резервуарами, образовавшимися за счет аккумуляции термально эродированной субконтинентальной литосферы. В своей более поздней работе С.Харт [Hart, 1988] отверг гипотезу о том, что мантийная литосфера является источником этой аномалии и предложил для ее интерпретации область пограничного коро-мантийного слоя, так как континентальные мантийные ксенолиты не имеют столь высоких значений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и характеризуются менее радиогенными отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Существуют два направления интерпретации изотопно-геохимических данных: 1) модели селективного плавления и 2) модели механического смещения материала различных источников.

На основании данных по изотопному составу Sr в ксенолитах гранулитов, эклогитов и ультраосновных пород были сделаны попытки расчетов изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при частичном

плавлении слюдисто-гранатового лерцолита и гранулита [Kenji et al., 1975]. При повышении степени плавления лерцолита от 5 до 20% и более отношение изотопов Sr уменьшается от 0,706–0,710 до 0,704–0,705.

Однако в многочисленных публикациях явно превалирует второе направление. Многие недавние работы показали, что необходимо обсуждать три, четыре или пять различных мантийных компонентов, чтобы объяснить наблюдаемые изотопные вариации в образовавшихся из мантии океанических базальтах [Wörner et al., 1986]. Суммируя данные многочисленных исследователей, Г.Вернер дает следующие рекомендации: 1) высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения свидетельствуют о присутствии верхнекорового компонента или мантийного источника, который обогащен редкими элементами за счет водных флюидов; 2) низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и невысокие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения в мафических лавах и мантийных нодулах объясняются влиянием процессов раннего метасоматоза при участии обогащенного CO_2 флюида или силикатного расплава при малой степени его частичного плавления (в ряде случаев подобный эффект может достигаться за счет контаминации расплавов материалом докембрийских нижне- или верхнекоровых пород); 3) высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и меняющиеся в сторону повышения значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, особенно в бедных Sr и богатых Nd дифференцированных лавах, интерпретируются как следствие ассимиляции в близ-поверхностных коровых магматических очагах или смешения мантийных магм с анатектоидными коровыми расплавами.

Возможности подобного рода интерпретаций будут рассмотрены в следующем разделе на примере различных проявлений вулканизма в переходной области между Тихим океаном и Азиатским материком.

4.3.2. Вулканические породы, содержащие ксенолиты, и некоторые вопросы интерпретации изотопно-геохимических данных

Используемые корреляционные диаграммы

По литературным источникам был подобран довольно большой материал, включающий изотопные характеристики (Sr, Nd, Pb) вулканических пород, содержащих различные типы ксенолитов, самих ксенолитов и их минералов. Собранный материал касается разных районов проявления

вулканизма: континентального внутриплитного (Центральный Французский массив, Эйфель, Монголия), окраинно-континентального рифтогенного (Восточная Австралия, Восточный Китай), активной континентальной окраины (Мексика, Рио-Гранде), Алеутской островной дуги, кимберлитов, а также пиропсодержащих включений.

На базе этого материала построена вариационная диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис.45). Для всех рассматриваемых типов пород и минералов наблюдается хорошая корреляционная зависимость между этими двумя изотопными парами элементов. При этом достаточно четко обособляются два поля: 1) вулканических пород, содержащих ксенолиты шпинелевых лерцолитов, которое из области высоких значений обоих изотопных соотношений полого ориентируется в сторону значений мантийного компонента EM I, и 2) преимущественного сосредоточения фигуративных точек кимберлитов, пиропсодержащих ксенолитов и минералов из этого типа включений, которое из области перекрытия с первым полем круто отклоняется в сторону мантийного компонента EM II и далее протягивается в сторону уменьшения радиогенных значений для обоих пар изотопов. Большая часть точек, относящихся к лерцолитовым ксенолитам, концентрируется в поле

содержащих их вулканических пород. Сюда преимущественно попадают составы включений, относящиеся, по терминологии М.Мензиса [Menzies, 1983] к типу IВ, который содержит пироксены с обогащенным (за счет метасоматических процессов) профилем легких редкоземельных элементов. Часть точек, относящихся преимущественно к пироксенам IА типа (обедненные легкими РЗЭ), располагается вне этого поля, но на его продолжении. Хотя для отдельных образцов ксенолитов изотопные характеристики минералов заметно различаются, в целом, вероятно, можно сделать вывод о том, что в пределах выделенных полей ксенолитсодержащие вулканы находятся в изотопном равновесии с соответствующим типом включений. Таким образом, мы получили диаграмму с полями фациально различающихся типов вулканических пород. К сожалению, материалов для выделения поля плагиоклазового равновесия не так много. Из имеющихся данных по Алеутской дуге (см. рис.45) часть точек попадает в поле шпинель-лерцолитового равновесия, а часть – выходит за его пределы, будучи обогащенной радиогенным Nd. Недавно полученные данные по клино- и ортопироксенам из различных типов ультраосновных ксенолитов камчатских вулканов (табл.32) существенно дополнили эти материалы.

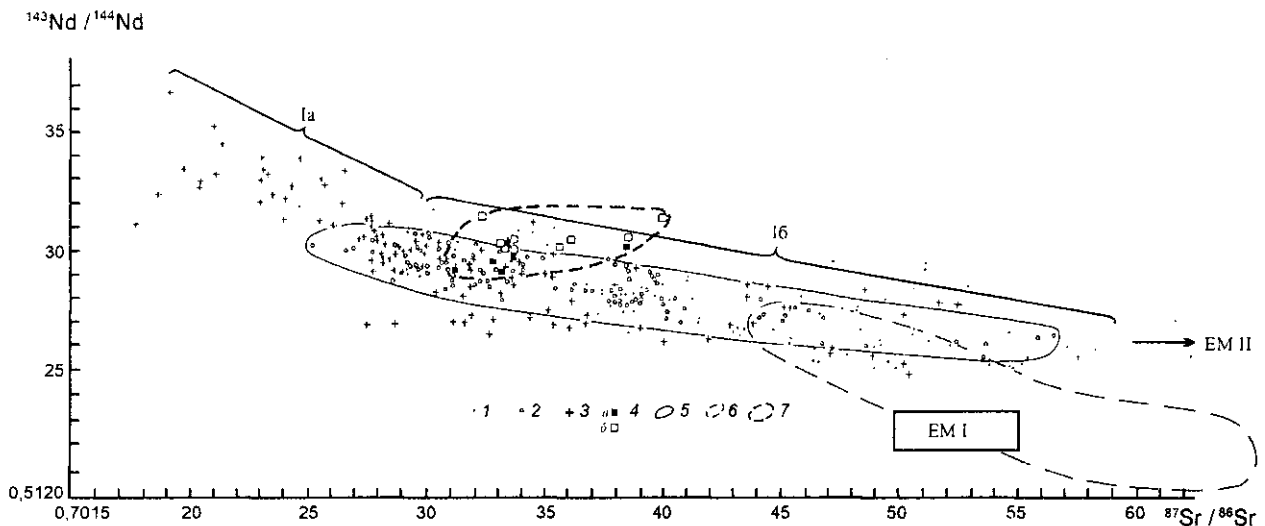


Рис. 45. Соотношение изотопов неодаима и стронция в ксенолитах и ксенолитсодержащих вулканах различных геоструктурных областей

1 – валовые пробы ксенолитов шпинель-лерцолитового типа; 2 – внутриплитные вулканы с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа; 3 – минералы из ксенолитов шпинель-лерцолитового типа; 4 – ксенолиты в островодужных вулканах; а – по данным [Kau et al., 1986], б – в клино- и ортопироксенах из гарцбургитов и верлитов вулканов Авачинский и Шивелуч; поля изотопных соотношений; 5 – внутриплитных вулканов с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа; 6 – кимберлитов и ксенолитов пироп-гранатового типа; 7 – включений островодужного типа. Ia и Ib – типы ксенолитов, по [Menzies, 1983], EM I и EM II – источники “обогащенной мантии”.

Использованы данные: [Menzies, Murthy, 1980; Betton, Civetta, 1984; Richardson et al., 1985; Stosch et al., 1986; Stosch, Lugmair, 1986; Perri et al., 1987; Mantle xenoliths, 1987; Zindler, Jagoutz, 1988; Roden et al., 1988; Griffin et al., 1988; Song et al., 1990; Ionov et al., 1994]

Таблица 32. Изотопные характеристики минералов из ксенолитов Камчатки

№ п.п.	№ обр.	Минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}	Место взятия	Вмещающая порода
1	AV2*	OPX	0.703498			вулкан Авачинский	Гарибургит
2	1/2-91	CPX	0.703555	0.513047	7.98		
3	1/2-91	CPX	0.703561	—	—		
4	1/2-91	OPX	0.704155	—	—		
5	1/2-91*	OPX	0.704506	—	—		
6	37954	OPX	0.703284	—	—		
7	P-1	CPX	0.703709	0.513073	8.49	Жила пироксенита в гарибургите	
8	P-1	CPX	0.703715	—	—		
9	P-1*	CPX	0.703841	—	—		
10	P-1	OPX	0.703581	0.513046	7.95		
11	P-1*	OPX	0.704001	—	—		
12	7575/40*	CPX	0.703638	0.513078	8.58	Верлит	
13	KF52-73	CPX	0.703343	0.513055	8.13		
14	KF52-73	OPX	0.703328	0.513042	7.88		
15	7574/2	CPX	0.703359	0.513025	7.56		
16	7574/2	CPX	0.703353	0.513033		Оп-клинопироксенит	
17	5881/3A*	CPX	0.703355	0.513070	8.43		
18	5734/14	CPX	0.703197	0.513173	10.43	вулкан Шивелуч	Пироксенит
19	5757/13*	CPX	0.703458	0.513099	8.98		
20	5702*	вал	0.703649	—	—	Дунит	
21	23-6	вал	0.703081	0.513048	8.00		
22	48/3	CPX	0.703163	—	—	Покровы в районе вулкана Бакенинг	Вмещающий базальт "Зеленый" клинопироксенит
23	92-23k	CPX	0.703141	0.513077	8.57		
24	92-23b	CPX	0.703354	0.513058			
25	92-23t	CPX	0.703168	0.513085	8.71		
26	92-23t	OPX	0.703159	0.513066	8.35		"Черный" пироксенит

Примечание. Образцы 1–5, 13, 14, 21–26 из коллекции А.В.Колоскова; 12, 15–20 из коллекции О.Н.Волынцева; 6–11 из коллекции М.Ю.Пузанкова. Определения изотопного состава Sr и Nd выполнены Ф.Дорендорфом и М.Ю.Пузанковым в изотопной лаборатории Геологического института при Геттингенском университете (с помощью твердофазного масспектрометра Finnegan MAT 262 RPQII). Во всех пробах, кроме 21, изотопные отношения определялись после выщелачивания горячей кислотой (2.6 n HCl), но пробы, помеченные звездочкой, подвергались более мягкой предварительной обработке

Ультрамафиты Шивелуча и Авачинского вулкана, относящиеся к оливин-плаггиоклазовой фации, характеризуются значительно более высокими отношениями изотопов неодима по сравнению с полем пород шпинель-лерцолитового изотопного равновесия и с данными по "внутриплитным" ксенолитам из покровов в районе вулкана Бакенинг (см. табл.32). Эти материалы позволили выделить на диаграмме (см. рис.45) поле оливин-плаггиоклазового изотопного равновесия.

На основании тех же литературных материалов было выделено поле вулканических пород, содержащих включения лерцолитов, в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис.46). Особого обсуждения оно не требует и будет рассмотрено позднее.

Дальнейшее изложение материалов будет касаться трех выделенных в предыдущем разделе по геохимическим данным типов серий, в состав которых входят содержащие ксенолиты вулканические породы.

Изотопы неодима и стронция в вулканических породах эволюционных серий

Особенности изотопной геохимии этих элементов рассмотрены на примере окраинно-кон-

тинентальных рифтогенных базальтоидов Восточного Китая [Song et al., 1990] и Вьетнама (авторские материалы). Как видно на рисунке 47, по своим изотопным характеристикам вулканы обоих районов располагаются в поле шпинель-лерцолитового равновесия. При этом ксенолитосодержащие щелочные оливиновые базальты Восточного Китая образуют локальное скопление точек вблизи верхней границы этого поля, а толеитовые базальты без ксенолитов образуют эволюционный тренд, направленный в сторону мантийного компонента EM II. Относительно низкокалиевый покровный базальт Вьетнама (обр.507/30) характеризуется близкими по отношению к китайским щелочным базальтам изотопными характеристиками, хотя и отличается большей радиогенностью Sr и меньшей Nd. Щелочной базальт подводного вулкана Иль-де-Цендр (обр.32/8), напротив, отличается максимальной изотопной дифференцированностью в сторону того же компонента EM II. Оба образца содержат включения лерцолитов. Образование щелочных базальтов Китая объясняется [Song et al., 1990] малой степенью плавления астеносферного источника (гранат-клинопироксеновая ассоциация), сходного с таковым для океанических базальтов, а толеитов – обогащением

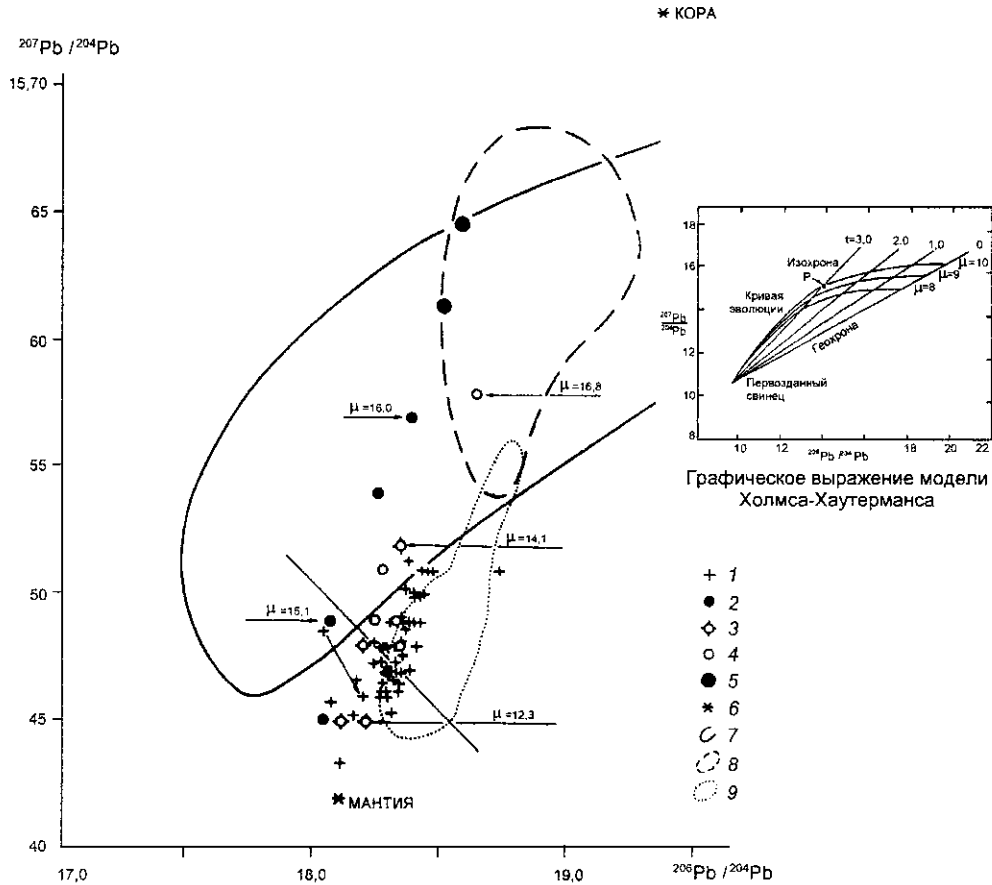


Рис. 46. Соотношение изотопов свинца в различных типах вулканических пород Камчатки и Корякии

1 – островодужные вулканыты Камчатки (материалы автора); 2–3 – Большое трещинное Толбачинское извержение [Бибикова и др., 1979]; 2 – Северный прорыв, 3 – Южный прорыв; 4 – вулкан Безымянный [Кадик и др., 1986]; 5 – базальты внутриплитного геохимического типа (материалы автора); 6 – среднее значение для коры и мантии; 7–9 – поля изотопных соотношений для: 7 – внутриплитных вулканытов с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа, 8 – пелагических осадков Тихого океана, 9 – базальтов срединно-океанических хребтов Тихого океана (6, 8, 9 из [Бибикова и др., 1979]); $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$

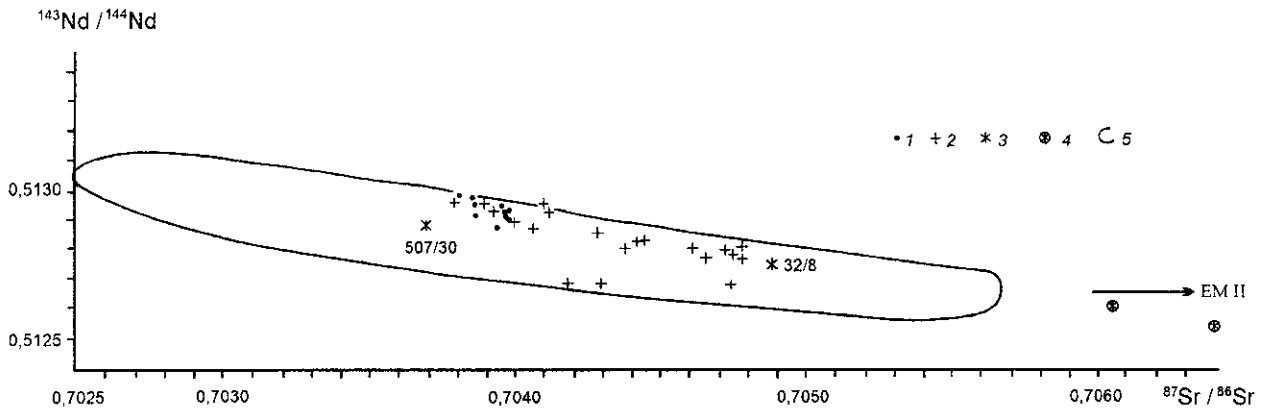


Рис. 47. Соотношение изотопов неодиима и стронция в различных типах вулканических пород Восточного Китая и Вьетнама

1–2 – щелочные базальты Восточного Китая [Song et al., 1990]: с ксенолитами лерцолитов (1) и без них (2); 3 – ксенолитсодержащие вулканыты Вьетнама; 4 – ксенолиты гранитоидов палеозойского фундамента Вьетнама; 5 – поле соотношений изотопов для внутриплитных вулканытов с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа. EM II – обогащенная мантия (объяснение в тексте)

мантийным компонентом, сходным с EM I в океанической мантии. При этом не исключается ассимиляция корового материала. Растянутые тренды, скорее, свидетельствуют о смешении расплавов, которое предшествовало фракционной кристаллизации. В соответствии с полученными данными (см. рис.45) для обоих районов можно предполагать наличие одного первичного глубинного источника (на уровне шпинель-лерцолитового равновесия) и контаминацию базальтовых расплавов коровым материалом (компонент EM II), остатки которого в виде ксенолитов гранитоидов присутствуют в щелочных базальтах вулкана Иль-де-Цендр. Последующее малоуглубинное фракционирование не нарушает установившихся изотопных соотношений.

Изотопы стронция, неодима и свинца в вулканических породах транзитных серий (внутриплитный геохимический тип)

Особенности изотопных соотношений в породах этих серий будут рассмотрены на примере Камчатки и Корякии [Вольнец и др., 1996, 1997], (материалы автора), а также Юго-Западной Японии [Uchimisu, 1966; Nakamura et al., 1990; Uto

et al., 1994]. На рисунке 48 представлены данные по изотопным соотношениям Nd и Sr в базанитах р.Валовая (Корякия), которые содержат ксенолиты лерцолитов, и в камчатских базальтах внутриплитного геохимического типа, которые относятся к К-На щелочнобазальтовой (ЩБ), К-На щелочнооливинбазальтовой (ЩОБ) и К-На базальт-командитовой (БК) сериям. Как видно на рисунке 48, наиболее высокими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и наиболее низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеризуются вулканы Корякии, содержащие ультраосновные ксенолиты. Далее наблюдается последовательное уменьшение изотопных соотношений Nd и возрастание – Sr при переходе от базальтов ЩОБ к породам серии БК, а затем ЩБ. В этой последовательности происходит возрастание La/Sm отношений, особенно заметное при переходе к последней серии. При этом подавляющая часть точек базальтов внутриплитного геохимического типа (в отличие от островодужных) располагается в поле шпинель-лерцолитового изотопного равновесия. Напомним, что на руч.Степанова в породах ЩОБ серии были обнаружены ксенолиты пироксенитов с высоко Na клинопироксеном, относящиеся к этой фации глубинности. Как уже отмечалось, характерной особенностью вулкани-

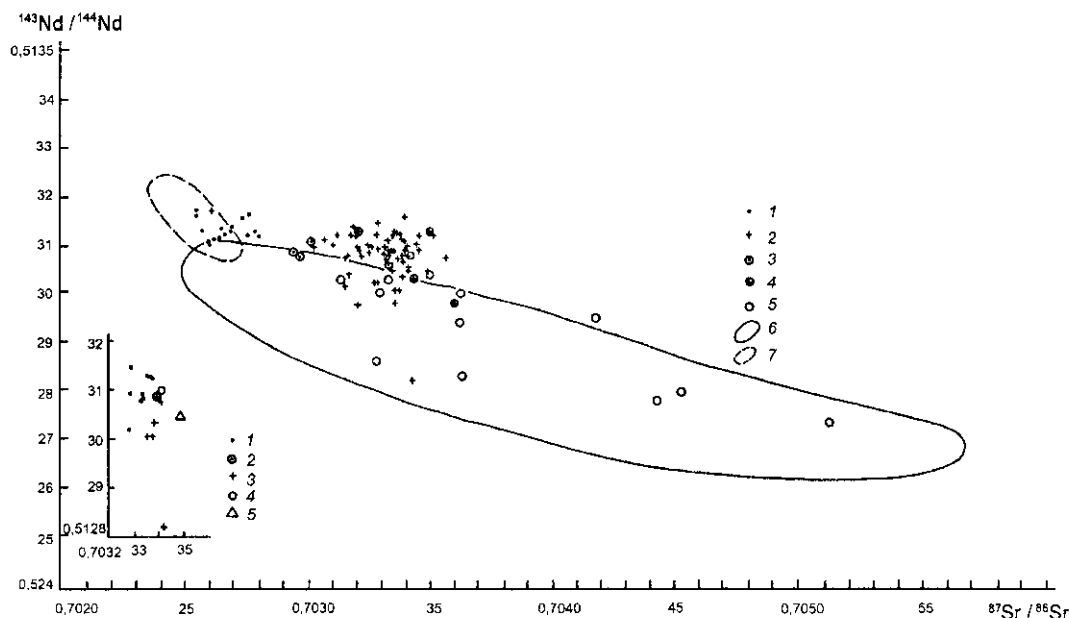


Рис. 48. Соотношение изотопов неодима и стронция для различных вулканических пород Камчатки, Корякии, и вулкана Пийпа (тыловая часть Командорской островной дуги)

1 – вулкан Пийпа; 2 – островодужные вулканы толеитовой и известково-щелочной серий Камчатки; 3 – вулканы внутриплитного геохимического типа Корякии; 4 – субщелочные вулканы Камчатки; 5 – вулканы внутриплитного геохимического типа Камчатки; поля изотопных соотношений: 6 – для ксенолитсодержащих внутриплитных вулканитов, 7 – базальтов срединно-океанических хребтов Тихого океана.

На врезке: 1–2 – Авачинский вулкан: 1 – андезибазальты, 2 – пикробазальты; вулканы: 3 – Корякский, 4 – Ааг, 5 – Арик. Используются данные из [Mahoney et al., 1994; Yagodinski et al., 1994; Вольнец и др., 1996]

ческих серий внутриплитного геохимического типа является проявления в них процессов К-метасоматоза (с амфиболовым контролем для рассматриваемых серий). Влиянием этого процесса, вероятно, и объясняется значительный разброс точек на диаграмме (см. рис.48). С этим выводом хорошо согласуются данные об относительном обогащении этих базальтов легкими РЗЭ, которое особенно нарастает в крайних членах рассмотренной последовательности. По соотношению изотопов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ на диаграмме (см. рис.46) две точки для вулканических пород р.Валовая также располагаются в поле шпинель-лещцолитового равновесия в отличие от большинства точек пород островодужного типа.

На рисунке 49 показаны изотопные соотношения Nd и Sr для различных вулканических пород Японии. Как было рассмотрено в главе 2, в юго-западной части этого региона распространены неостроводужные вулканы, сходные с внутриплитным (транзитным) геохимическим типом. Как видно на рисунке 49, соответствующие точки для этого типа вулканических пород с островов Оки-Дого, Улундо, Уенда и северо-западного Кюсю широко рассеяны в пределах поля шпинель-лещцолитового равновесия (также как и точки подобных образований Камчатки), а часть из них даже смещается в область пиропового равновесия. Подобное место занимают базальты с островов Улреанг и Дог, которые, по мнению японских

ученых [Tatsumoto, Nakamura, 1991], характеризуются четко проявленной "DUPAL"-аномалией за счет обогащения их компонентом EM I. Источником этого компонента является древняя субконтинентальная мантийная литосфера. Как видно на диаграмме (см. рис.49), компонент EM I располагается в поле пиропового равновесия. Стоит напомнить, что в составе включений в базальтах юго-западной Японии присутствуют вебстериты с гранатом. Совершенно иное положение на рисунке 49 занимают точки пород с острова Узу, а также драгированных с подводной возвышенности Ямато. Те же японские ученые считают, что по своим изотопным характеристикам эти породы сходны с базальтами Марианской дуги, то есть не относятся к внутриплитному геохимическому типу.

Изотопы стронция, неодама и свинца в породах фракционных серий (островодужного типа)

Изотопные соотношения в породах островодужного типа рассмотрены на примере трех регионов: Камчатки (помимо материалов автора, использованы данные из: [Кадик и др., 1986; Бибикина и др., 1979, 1983; Tatsumi et al., 1995; Kersting, Arculus, 1995; Волынец и др., 1996, 1997]), Курильской [Бибикина и др., 1983; Журавлев и др., 1985] и Командорско-Алеутской [Цветков, 1990; Yagodzinski et al., 1994] островных дуг.

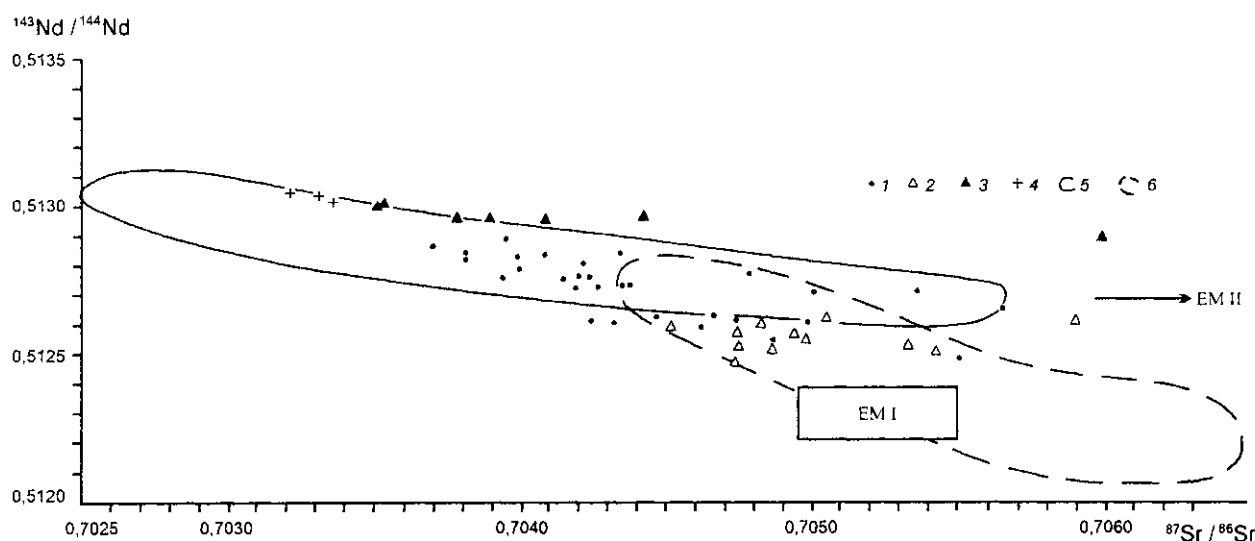


Рис. 49. Соотношение изотопов неодама и стронция для различных вулканических пород Японии

1 – базальты внутриплитного геохимического типа Юго-Западной Японии [Uchimisu, 1966; Nakamura et al., 1990; Uto et al., 1994]; 2 – базальты островов Оки-Дого, Улундо, Уенда и северо-западного Кюсю [Tatsumoto et al., 1991]; 3 – базальты с подводной возвышенности Ямато [Tatsumoto et al., 1991]; 4 – базальты с о.Изу [White, Patchett, 1984]; 5–6 – поля изотопных соотношений: 5 – внутриплитных вулканических пород с ксенолитами шпинель-лещцолитового типа, 6 – кимберлитов и ксенолитов пироп-гранатового типа

Камчатка. На диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис.48) нанесены точки изотопных соотношений для пород вулканов: Авачинский, Корякский, Ааг, Арик, Вилочик, М.Семячик, Ксудач, Мутновский, Горелый, Бакенинг, Николка, Северный и Южный прорывы Толбачинского извержения, Камень, Плоский, Ключевской, Шивелуч, Кизимен, Орловский, четвертичных лавовых потоков в районе р.Белой и поселка Тымлат, четвертичных островодужных вулканических серий Срединного хребта (Ичинская и Анаунская зоны, вулканы Уксичан и Б.Кетепана). Они довольно компактно располагаются в области умеренных значений изотопных соотношений обоих элементов. При этом в отличие от вулканитов внутриплитного геохимического типа, разброс точек идет не в сторону вариаций изотопов Sr, а связан преимущественно с изменением отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Особенно хорошо это показано на врезке отдельно для Авачинского и Корякского вулканов. Как видно на рисунке 48, только небольшая часть точек островодужных вулканитов Камчатки располагается в поле шпинель-лещцолитового изотопного равновесия, большая же часть пород характеризуется повышенными значениями отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. При этом область их распространения несколько удалена от поля, которое занимают базальты срединно-океанических хребтов Тихого океана. Любопытно отметить, что это поле также сдвинуто в сторону больших значений радиогенного неодима и ориентировано несколько иначе, чем поле пород, соответствующих шпинель-лещцолитовому изотопному равновесию. Вряд ли правомочно рассматривать обе эти области в качестве единой мантийной последовательности.

Кроме того, на диаграмму (см. рис.48) нанесены точки изотопных соотношений для пород четвертичного подводного вулкана Пийпа, изученного автором совместно с коллегами во время 26-го рейса НИС "Вулканолог". Он расположен в тылу Командорско-Алеутской островной дуги недалеко от острова Беринга. Сам вулкан сложен амфиболовыми дацитами и риодацитами, а его основание – андезитами. По своим изотопным характеристикам породы вулкана резко отличаются от камчатских вулканитов. Соответствующие фигуративные точки в большей своей части располагаются в поле океанических пород и практически все лежат выше поля пород шпинель-лещцолитового изотопного равновесия.

Как видно на рисунке 50, различные вулканы характеризуются разными соотношениями изотопов Rb. При этом вулканы с изотопным отноше-

нием $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 37,95$ отчетливо тяготеют к фронтальной части Камчатской вулканической зоны. Вулканы с меньшими значениями этой характеристики распространены в центральной части рассматриваемой зоны. По-видимому, следует говорить о поперечной изотопной зональности, поскольку она совпадает с петрохимической зональностью: сменой низкокальциевых толеитов фронтальной зоны породами известково-щелочного типа при движении к ее тыловой части. Необходимо обратить внимание и на то, что признаки подобной зональности, вероятно, намечаются и в Корьякии, в районе р.Белая-пос.Тымлат. Тымлатские покровные толеиты нижнечетвертичного возраста также отличаются большей радиогенностью свинца, чем одновозрастные покровы р.Белой, но относящиеся к известково-щелочному типу.

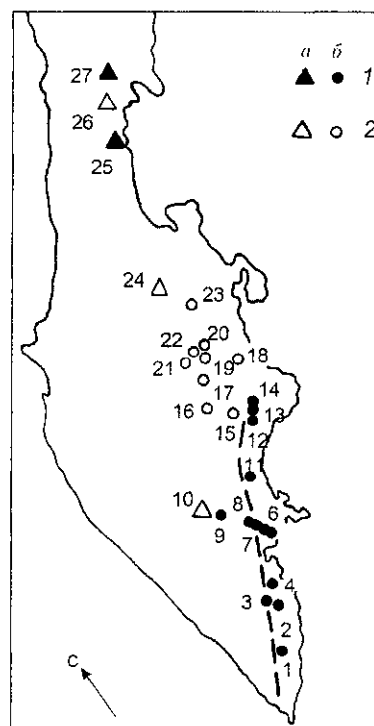


Рис. 50. Схема размещения вулканических проявлений Камчатки, отличающихся по свинцово-изотопным характеристикам

1 – вулканиты со значениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 37,95$; 2 – со значениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 37,95$: а – отдельные потоки, б – вулканы. Пунктирная линия соответствует границе распространения низкокальциевых-толеитовой и известково-щелочной серий.

1 – Ксудач, 2 – Мутновский, 3 – Горелый, 4 – Вилочинский, 5 – Авачинский, 6 – Корякский, 7 – Ааг, 8 – Арик, 9 – Бакенинг, 10 – покровы Центрально-Камчатской депрессии, 11 – М. Семячик, 12 – Шмидта, 13 – Гамчен, 14 – Комарова, 15 – Кизимен, 16 – Николка, 17 – Большое Толбачинское извержение, 18 – Шиш, 19 – Безымянный, 20 – Ключевской, 21 – Плоский, 22 – Камень, 23 – Шивелуч, 24 – Орловское плато, 25 – покровы района Тымлат, 26 – район р.Белая (покровы), 27 – р.Валовая (вулканический конус)

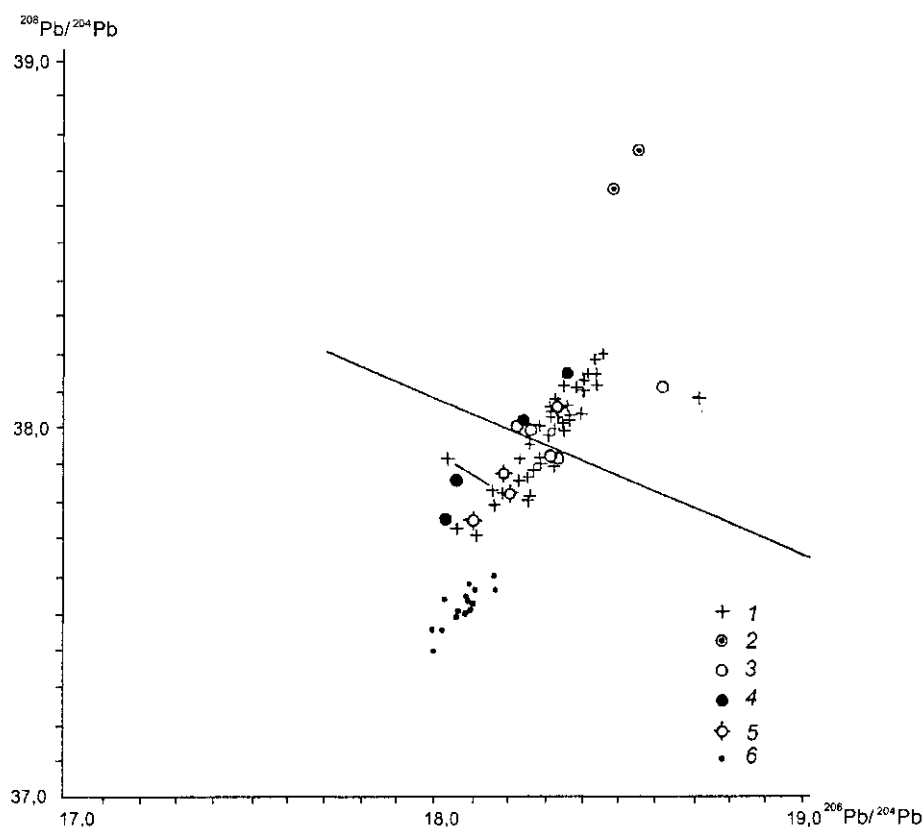


Рис. 51. Соотношение изотопов свинца в разных вулканических породах Камчатки и Корякии

1 – островодужные вулканиды; 2 – вулканиды внутриплитного геохимического типа (р. Валавоаям) (1–2 – материалы автора); 3 – вулкан Безымянный [Кадик и др., 1986]; 4–5 – Толбачинское извержение [Бибикова и др., 1979]; 4 – Северный прорыв, 5 – Южный прорыв; 6 – вулкан Пийпа [Yogodzinski et al., 1994]

На рисунке 51 в координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изменение изотопных характеристик камчатских вулканидов характеризуется четко выраженным трендом прямой корреляционной зависимости. Хорошо обособляются две совокупности точек, разделенных граничной линией со значением $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,95$. Вдоль этой линии обе совокупности даже несколько сдвинуты одна относительно другой. В стороне располагаются точки изотопных характеристик для так называемых внутриплитных вулканидов.

На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 46) также отмечается в общем единый тренд положительной корреляции, причем большая часть точек, в отличие от вулканидов внутриплитного геохимического типа, располагается вне поля шпинель-лерцолитового изотопного равновесия. Заметно отклоняются от линии общего тренда, например, фигуративные точки, соответствующие данным по магнезиальным базальтам Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) по сравнению с изотопными характеристиками для глиноземистых базальтов Южного

прорыва того же извержения. Причем эта закономерность устанавливается как по материалам Бибиковой с соавторами [1979], так и по более поздним данным.

Курильская и Тонга-Кермадек островные дуги. На диаграмме изотопных соотношений Nd и Sr (рис. 52) точки курильских вулканидов располагаются примерно в той же области, что и камчатские. При этом значительная их часть попадает в поле шпинель-лерцолитового изотопного равновесия, а остальные дают тренд больших значений радиогенного Nd, не коррелирующих с изотопными соотношениями Sr. Еще в 1985 году Д.З.Журавлев с соавторами [Журавлев и др., 1985] обнаружили на Курилах поперечную изотопную зональность, которая выражалась в уменьшении доли радиогенных изотопов стронция и неодима при переходе от вулканов фронтальной зоны к проявлениям промежуточного и тылового вулканизма, как это показано на рисунке 52. Эти особенности были объяснены вещественной гетерогенностью верхней мантии и различной продолжительностью магматической деятельности в осевой и тыловой зонах

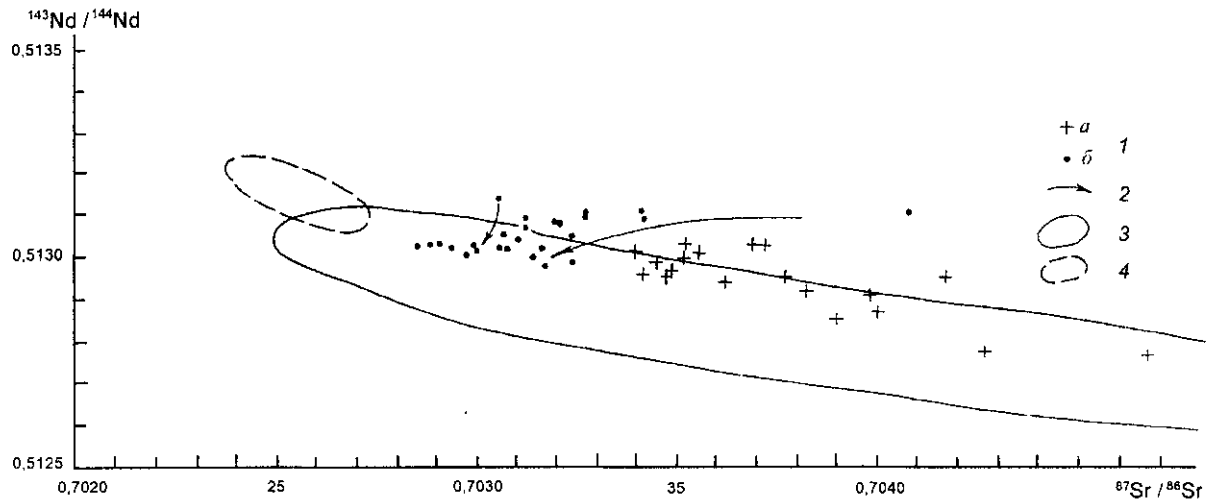


Рис. 52. Соотношение изотопов неодима и стронция в вулканических породах островных дуг Тонга-Кермадек и Курильской
 / - островодужные вулканы: а - дуга Тонга-Кермадек, б - Курильская; 2 - изотопная зональность (фронтальная-тыловая зона);
 3-4 - то же, что 6 и 7 на рис. 48

островной дуги. Что касается материалов по дуге Тонга-Кермадек [Ewart, Hawkesworth, 1987], то, как видно на рисунке 52, соответствующие фигуративные точки образуют широкое поле, сдвинутое по отношению к курильским вулканикам и растянутое в сторону меньших значений радиогенного Sr. Авторы этих материалов, создавая петрологическую модель, особо подчеркивают значение метасоматизированного мантийного источника и флюидное обогащение легким РЗЭ зоны магмогенерации.

Алеутская островная дуга. Для вулканических пород этой дуги имеется большое количество определений изотопных соотношений Sr, Nd и Pb, материалы по которым суммированы А.А.Цветковым [1990]. Рассмотрим только особенности изотопии Nd и Sr. На диаграмме (рис.53) соответствующие фигуративные точки дают широкую полосу вариаций изотопных соотношений Nd, но еще больше Sr. При этом большая часть точек располагается выше поля шпинель-лещолитового изотопного

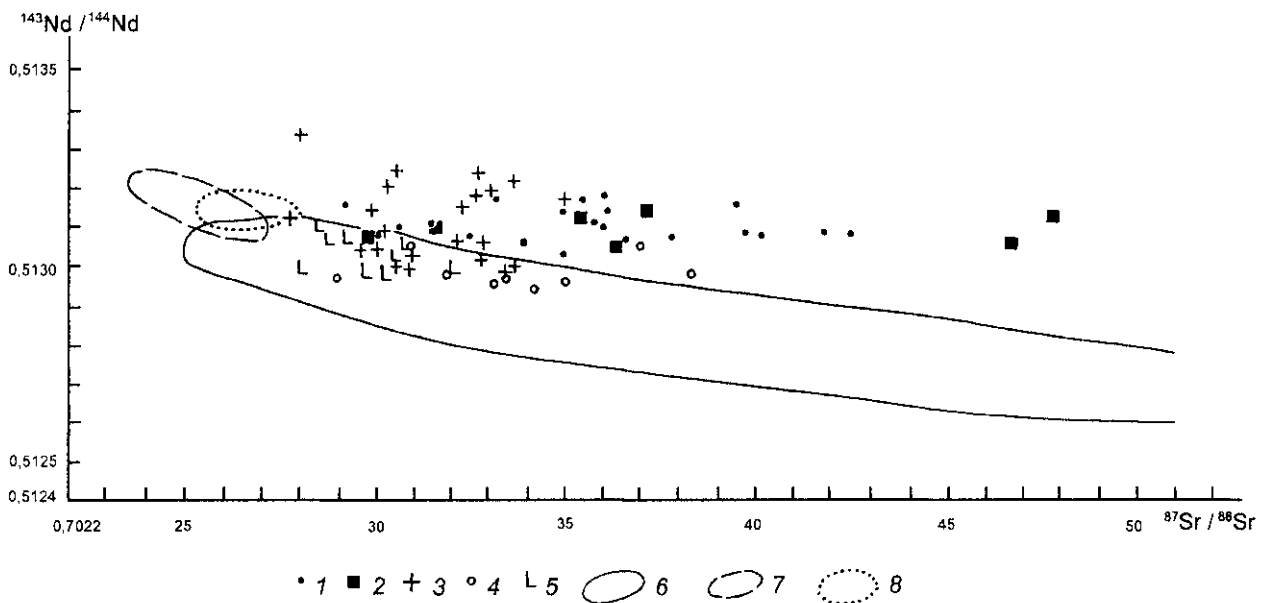


Рис. 53. Соотношение изотопов неодима и стронция в вулканических породах Алеутской островной дуги
 / - о.Атту; 2 - Командорские острова; 3 - сегмент Адак; 4 - п-ов Аляска; 5 - тыловая зона (о-ва Богослов, Амак); 6-8 - поля изотопных соотношений: 6-7 - то же, что на рис.48, 8 - пород вулкана Пийпа, по [Цветков, 1990; Yagodinski et al., 1994]

равновесия со слабо выраженной корреляционной зависимостью изотопов обоих элементов. Интересно, что в этой полосе крайнее положение с максимальными значениями нерадиоогенного Sr занимают пропилитизированные вулканы.

Ксенолитсодержащие вулканы и некоторые особенности интерпретации изотопных данных

В интерпретации изотопных данных традиционным является представление о том, что их величины отражают суммарный эффект влияния нескольких факторов. В моделях для континентального внутриплитного вулканизма обычно учитывается влияние четырех источников: истощенной мантии "типа MORB", источника "типа OIB" – для базальтов океанических островов, а также влияние двух компонентов EM I и EM II. В моделях, имитирующих островодужный вулканизм, в той или иной степени учитывается влияние следующих источников: 1) состав субдуцируемой океанической плиты, 2) влияние выше располагающегося мантийного клина, 3) состав океанических осадков, вовлекаемых в зону субдукции, 4) флюиды, отделяющиеся при дегидратации этих осадков, а также из метаморфизованных пород субдуцируемой океанической плиты, 5) морская вода и 6) коровый материал островодужной системы.

Вот как, например, интерпретируются данные по изотопии Pb в базальтах БТТИ [Бибикина и др., 1979]. Соответствующие фигуративные точки на диаграмме (см. рис.46) располагаются достаточно компактно вблизи поля MORB, которые заведомо имеют мантийный источник, и в стороне от поля пелагических осадков. Следовательно, оба типа базальтов, различающихся по химическому составу, произошли из единого мантийного источника. Влияние осадков или материала коры было несущественным. Такая интерпретация, однако, не объясняет происхождение тренда (в том числе и характеризующую им поперечную изотопную зональность), а также отклонение точек изотопных характеристик базальтов Северного прорыва в сторону обогащения их изотопом ^{207}Pb . Кроме того, так называемые внутриплитные вулканы и амфиболовый андезит вулкана Безымянный по соотношению изотопов свинца прямо попадают в поле морских осадков Тихого океана. Это требует объяснения.

Как видно из рисунка 46, возрастание радиоогенных изотопов Pb соответствует большим значениям $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. При этом магнезиальные базальты Северного прорыва, характеризующиеся

большим накоплением ^{207}Pb , отличаются большими значениями величины μ . Эти закономерности можно объяснить с помощью модели Холмса-Хаутерманса [Основы изотопной геологии, 1989], графическое выражение которой представлено во врезке на рисунке 46. Действительно, если анализируемые точки изотопных характеристик вулканических пород располагаются на одной геохроне, то в них по мере возрастания уран-свинцового отношения пропорционально возрастают содержания обоих изотопов: ^{207}Pb и ^{206}Pb . Смещение точек в сторону обогащения изотопом ^{207}Pb также соответствует увеличению μ , но при этом они попадают на другую геохрону. Следовательно, для базальтов Северного и Южного прорывов нужно предполагать разные источники. Меняющимся соотношением урана и свинца можно было бы объяснить и наблюдаемую поперечную зональность, хотя данных по распределению величины в камчатских вулканиках немного.

Перейдем к рассмотрению особенностей соотношения изотопов Sr и Nd, прежде всего поперечной зональности. Применительно к камчатским вулканикам это достаточно сложный вопрос. Некоторыми исследователями отрицается проявление такой зональности в распределении изотопов Sr [Авдейко и др., 1987]. Рассмотрим (см. рис.48) сначала в отдельности изотопные характеристики пород близко расположенных вулканов: Корякского, Авачинского, Аага и Арика, которые связаны с одним из траверсов вкост простирания Восточной вулканической зоны Камчатки. Как видно на врезке к рисунку 48, в указанной последовательности происходит возрастание радиоогенного изотопа Sr и уменьшение ^{143}Nd . Такими изменениями изотопных соотношений характеризуется переход от низкокальциевых толеитовых к известково-щелочным вулканикам. Однако, если двигаться вкост простирания вулканической зоны в сторону вулкана Нов.Бакенинг и пород Центральной Камчатской депрессии, то никаких существенных изменений изотопных характеристик не обнаруживается. Правда, при этом не происходит и существенного изменения состава вулканических пород, они, по-прежнему, относятся к известково-щелочному типу. Далее, если мы возьмем для сравнения изотопные характеристики субщелочных вулканических пород, то из четырех точек на рисунке 48 три сдвинуты от общего роя в сторону обогащения радиоогенным стронцием и две характеризуются пониженными значениями отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Еще более сдвинуты в сторону обогащения радиоактивным стронцием и нерадиоактивным неодимом в общей своей совокупности

точки вулканитов внутриплитного геохимического типа, которые распространены в Центральной и Западной Камчатке и характеризуются высокой щелочностью. Вероятно, следует говорить о некотором ступенчатом характере изменения изотопной зональности при переходе к породам разных петрохимических типов.

Далее (см. рис.48, 49, 52, 53) можно заметить, что точки изотопных характеристик образуют две совокупности. Одна из них попадает в поле шпинель-лерцолитового изотопного равновесия и дает тренд обратной коррелятивной зависимости, известной под названием мантийной корреляции [Основы изотопной геологии, 1989]. Второй рой точек располагается над этим полем и проявляет очень слабую корреляционную зависимость для изотопов обоих элементов (или она отсутствует). Подобное разделение на две группы точек наблюдается и на рисунке 46. Очевидно, можно сделать вывод о том, что одна из совокупностей точек здесь отражает изотопное равновесие для соответствующих типов вулканитов в условиях шпинелевой фации глубинности. Среди вулканических пород Камчатки и Японии в эту совокупность попадают почти все точки вулканитов внутриплитного геохимического типа. Многие из них несут включения шпинелевых лерцолитов и по своим геохимическим особенностям (повышенное содержание высокозарядных элементов, обогащенность легкими РЗЭ) занимают промежуточное положение между островодужными вулканитами и породами континентальных рифтов. Но в поле "мантийных составов" попадает также часть точек вулканитов, которые по иным признакам ничем не отличаются от типично островодужных вулканитов, для которых, как было показано в предыдущих разделах, предполагается образование на уровне плагиоклазовой фации глубинности. То же самое можно сказать и в отношении базальтов срединно-океанических хребтов. Вопрос о происхождении их изотопных характеристик оставим открытым и обратимся к той совокупности точек, которые располагаются вне поля "мантийных составов". Можно предположить, что они отражают изотопные равновесия, установившиеся на уровне плагиоклазовой фации глубинности. (По крайней мере к такому выводу мы пришли ранее, рассматривая особенности их вещественного состава и типы ассоциирующих с ними включений). Те немногие данные, которые имеются по камчатским и алеутским материалам (см. рис.45, табл.32) в отношении изотопии Nd и Sr в ксенолитах ультрамафитов в островодужных базальтах, подтверждают этот вывод.

Более высокие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в целом для островодужных вулканитов хорошо согласуются с их геохимическими особенностями. Эти вулканиты характеризуются обедненностью легкими РЗЭ по отношению к тяжелым и обычно имеют большие значения отношений Sm/Nd по сравнению с щелочными базальтами и базанитами континентальных рифтов.

Теперь попробуем объяснить, почему точки некоторых островодужных вулканитов попадают в поле "мантийных составов" (шпинель-лерцолитового изотопного равновесия), хотя по другим характеристикам они ничем не отличаются от обычного островодужного типа пород. Смешение разных источников на уровне магматических расплавов отразилось бы на их геохимических характеристиках. Следовательно, возможен флюидный обмен с более глубинным источником. Эти флюиды могут отделяться от субдуцируемой океанической плиты вследствие процессов эклогитизации базитового материала, отражая состояние изотопного равновесия на уровне фации шпинелевых или гранатовых перидотитов. Они и изменяют соответствующие изотопные характеристики в малоглубинных очагах (плагиоклазовое равновесие) островодужного вулканизма.

Дж.Майерсом с соавторами [Myers et al., 1985, 1986] на примере вулканитов Алеутской островной дуги и п-ва Аляска было отмечено, что в пределах блоков с типично океаническим или типично континентальным типом строения земной коры разброс изотопных отношений меньше, чем в областях их взаимного перехода. На диаграммах (см. рис.48, 49, 52, 53) легко видеть подтверждение этой закономерности: в породах вулкана Пийпа и Камчатки вариации изотопных отношений менее выражены, чем для Алеутской островной дуги, дуги Тонга-Кермадек и Японии. Для Курильской островной дуги пока мало данных.

Подведем некоторые итоги.

1. Вулканиты зон окраинно-континентального рифтогенеза (Вьетнам, Восточный Китай) также, как и образования внутриплитного геохимического типа, по своим изотопным характеристикам соответствуют условиям шпинель-лерцолитового изотопного равновесия. Вариации изотопов Nd и Sr могут усложняться за счет влияния компонентов EM I (для Вьетнама возможна контаминация коровым гранитным материалом) и EM II (для юго-западной Японии этот компонент характеризуется пироповым равновесием) или процессов щелочного метасоматоза.

2. Особенности изотопной геохимии вулканических пород островодужного типа, также как и

ассоциирующих с ними ультраосновных ксенолитов, свидетельствуют о наличии здесь изотопного равновесия на уровне оливин-плагноклазовой фации глубинности. Это равновесие может нарушаться добавлением более глубинного (флюидного?) компонента.

3. Фациальный подход при интерпретации изотопно-геохимических данных позволяет конкретизировать положение и характер того или иного источника, обеспечивающего наблюдаемые изотопные отношения, и увязывать их с имеющимися петрохимическими и геохимическими данными.

4.4. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД, СОДЕРЖАЩИХ ВКЛЮЧЕНИЯ

4.4.1. Минералогические особенности вулканидов и возможности их разделения

Минералогия вулканических пород, с одной стороны, отражает особенности состава вулканидов, а с другой, содержит сведения об условиях их образования. Но поскольку состав пород является следствием многих причин и несет информацию об условиях их генезиса, вопросы эти тесно переплетаются.

К середине 70-х годов на базе формационного анализа были выработаны основные критерии разделения и корреляции главных породообразующих минералов: плагноклазов, оливинов, пироксенов, амфиболов и биотитов для вулканических пород различной формационной принадлежности [Марфунин, 1962; Оптические и петрохимические..., 1967; Добрецов и др., 1971; Островская и др., 1972; Волюнец и др., 1975; Волюнец, Колосков, 1976; Волюнец и др., 1997; Костюк, Соболев, 1977; Остроумова и др., 1976; Ушакова, 1980].

Подробное описание “различных формационных типов пироксенов” приводится в работе Н.Л.Добрецова с соавторами [1971]. Так, ромбические пироксены принадлежат только к одному орогенному типу формаций (андезитовой и трахиандезитовой). Здесь они встречаются в эффузивных породах варьирующей кремнекислотности: от пикритов до дацитов и риолитов. В породах иных формационных типов (континентальных оливин-базальтовой и щелочнобазальтоидной, океанической оливин-базальтовой, спилит-диабазовой и трапповой формации) этот минерал не

встречается, причем не только в субщелочных и щелочных разностях, но и в ассоциирующих образованиях низкой щелочности. В отличающихся по кремнекислотности вулканидах обнаруживаются незначительные вариации содержания волластонитового минала в ортопироксенах, но широкие колебания железистости минерала и возрастание этой характеристики при переходе от базальтов к риолитам.

Клинопироксены обнаруживают широкие вариации составов в породах разных формационных типов. Различия по вкрапленникам в базальтах обнаруживаются в концентрациях отдельных компонентов, при этом решающее значение имеет щелочность породы: Al, Ti, Fe⁺³ входят на место Si, а Fe⁺² и Fe⁺³ – на место Mg и Al в щелочных сериях, а Fe⁺² изоморфно замещается кальцием в нормальных сериях.

В общем случае железистость клинопироксенов повышается с ростом железистости, щелочности и кремнекислотности пород. Однако с повышением окислительного потенциала Fe будет перераспределяться из пироксенов в оксиды, так что железистость этого минерала будет понижаться относительно железистости вмещающей породы. И только при высоком потенциале Na с образованием эгиринового компонента может устанавливаться примерное равенство этого компонента в породе и минерале.

Изучение главных породообразующих минералов разновозрастных плутонических и вулканоплутонических формаций Центральной Камчатки [Оптические и петрохимические..., 1967] показало, что их морфологические особенности, химизм и направленность эволюции являются достаточно надежным диагностическим признаком при формационном анализе магматических пород. При этом было установлено (см. также [Волюнец, Колосков, 1976]), что наиболее перспективным для корреляции магматических образований разного состава и условий образования является изучение полевых шпатов, а среди последних – плагноклазов.

На примере четвертичных вулканидов Камчатки и Курил [Волюнец и др., 1977] была подтверждена петрогенетическая информативность оливинов. Сопоставление составов “плутонических” и “вулканических оливинов” и содержащих их пород (в широком диапазоне щелочности–кремнекислотности) показало наличие коррелятивных связей между магниальностью этого минерала и содержащей его породы. Установлено, что содержание Ni, Co, Mn в оливинах коррелируется с отношением в них Mg/Fe и отличается для разных регионов.

Биотиты эффузивов заметно магнизиальнее, в них ниже содержание воды, чем в плутонических породах [Ушакова, 1980]. Общая железистость их уменьшается при переходе от кислых пород к средним. В целом, наблюдается очень четкая зависимость состава этого минерала от типа парагенезиса (из биотитовых пород он всегда более железистый и глиноземистый, чем из биотитовогообманковых ассоциаций).

Анализ составов вулканических пород на основе их сериальных особенностей породил "геодинамический подход" к изучению процессов минералообразования [Jakes, White, 1972; Геншафт и др., 1984; Коренбаум, 1987; Марфунин, 1987; Ionov, Hofmann, 1995]. Появились многочисленные разработки минералогических критериев отличия вулкаников различных геоструктурных областей. Большое число работ посвящено пироксенам.

Например, при изучении толеитовых базальтов океанических, орогенных и островодужных областей было выделено два типа трендов орто- и клинопироксенов: 1) когда изменение содержания волластонитового минала связано с ростом железистости остаточных расплавов при сравнительно равновесной кристаллизации пород и 2) неупорядоченные вариации кальциевости, которые определяются возрастанием температуры лавовых потоков и неравновесными условиями кристаллизации.

Интересные минералого-петрографические критерии различия вулкаников толеитовых и щелочнобазальтовых серий океанических и континентальных областей приводятся в работе Ч.Хьюд-жеса [1988].

Первые отличаются следующими особенностями:

1. Присутствие фенокристов ортопироксена, плагиоклаза, оливина и авгита (при этом оливины обычно незональны, но могут вступать в реакцию с расплавом, образуя каемки ортопироксена).

2. Основная масса – относительно тонкозернистая, характерны интергранулярные структуры; здесь нет оливина, обычен лижонит, совместно с субкальциевым авгитом или авгитом, щелочной полевой шпат, как правило, отсутствует (иногда встречается в стекловатом базисе).

3. Ультраосновные ксенолиты очень редки, но встречаются гломеропорфировые срастания оливина.

Вторые характеризуются такими признаками:

1. Часто встречаются вкрапленники или субфенокристаллы оливина (с четкой зональностью или образованием краевых железистых каемок этого минерала, нарастаний пироксенов не отме-

чается), иногда в ассоциации с авгитом, реже с плагиоклазом, ортопироксен отсутствует.

2. Основная масса относительно грубозернистая со всеми переходами от интергранулярной до субофитовой и офитовой, присутствует оливин в ассоциации с титан-салитом, интерстициальным щелочным полевым шпатом, иногда с аксессуарным биотитом, интерстициальное стекло встречается редко или отсутствует.

3. Ультраосновные ксенолиты довольно обычны с преобладанием дунитов и верлитов.

Некоторые исследователи [Nisbet, Pearce, 1977] на основе дискриминантных диаграмм: $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{MnO}$, $\text{SiO}_2-\text{TiO}_2$ и $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ предлагают различать (с 70%-ой вероятностью) клинопироксены из щелочных базальтов континентальных платформ (высокие содержания Na, Ti и низкие Si) и из базальтов островных дуг, а также платформенных толеитов (повышенные содержания Ti, Fe и Mn). При этом вторые весьма схожи с пироксенами океанических базальтов. Метод пригоден для введения существенных ограничений при установлении тектонической позиции кристаллизующихся базальтовых расплавов.

На основании изучения составов вкрапленников клинопироксенов предлагается [Leterrier et al., 1982] различать (с 80%-ой надежностью) три группы базальтов: 1) щелочные базальты и связанные с ними породы океанических или континентальных внутриплитных зон и островных дуг (высокие содержания Ca, Ti и суммарного Al); 2) толеиты и связанные с ними базальты океанических хребтов (зон спрединга), океанических бассейнов и островов, окраинных бассейнов и пассивных континентальных окраин (высокие содержания в клинопироксенах Sr и Ti при пониженных значениях Ca+Na); 3) толеиты островных дуг, известково-щелочные и шошонитовые базальты островных дуг и активных континентальных окраин (содержание Al выше, а Ti ниже в пироксенах островодужных толеитов, тогда как известково-щелочные и субщелочные различия характеризуются повышенными содержаниями Ti в этом минерале, в "орогенных" базальтах также наблюдаются повышенные содержания Ca и более низкие Ti+Sr в клинопироксенах).

4.4.2. Используемая дискриминантная диаграмма и ее возможности

Диаграмма многомерного статистического анализа P_1-P_2 , которая была предложена для разделения клинопироксенов из различных типов

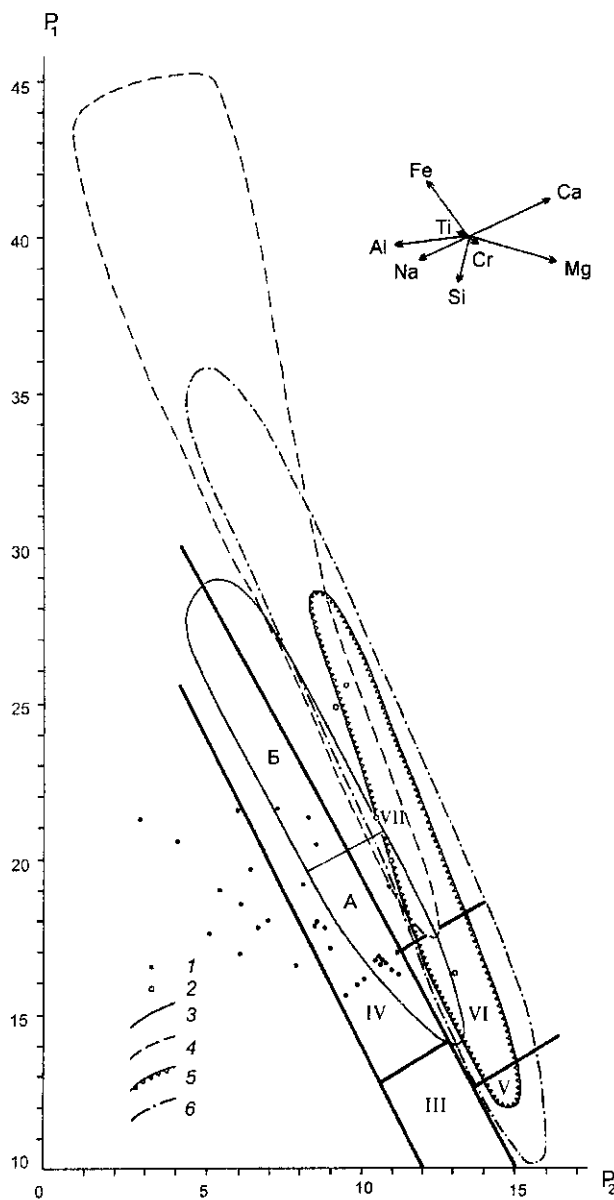


Рис. 54. Дискриминантная диаграмма $P_1 - P_2$ для клинопироксенов из различных типов базальтоидов и мегакристов

1-2 - мегакристы: 1 - в базальтах и щелочных оливиновых базальтах Вьетнама, Монголии [Кебезинкас, 1979] и Северной Америки [Mafic and ultramafic xenoliths..., 1988]. 2 - в островодужных вулканидах Камчатки; 3-6 - поля составов клинопироксенов из: 3 - базальтов и щелочных оливиновых базальтов (А) и высокотитанистых толеитов (Б) с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа, 4 - умеренно титанистых толеитов без ксенолитов, 5 - островодужных вулканидов Камчатки с ксенолитами габброидов и хромшпинелевых ультрамафитов, 6 - островодужных вулканидов варьирующей щелочности без ксенолитов

ксенолитов мафитов-ультрамафитов [Koloskov, Zharinov, 1993], была использована для дискриминантного изучения составов этого минерала в

вулканических породах. В результате обобщения большого минералогического (преимущественно авторского) материала по вулканидам из различных регионов (Вьетнам, мыс Наварин, р. Валовая, район вулкана Бакенинг, тыловая зона Центральных Алеут, вулканы Авачинский, Харчинский, Ключевской, мел-палеогеновые "орогенные" вулканиды Центральной Камчатки и Кроноцкого п-ва) на этой диаграмме (рис. 54) были выделены поля: 1) вулканидов, содержащих ксенолиты шпинель-лерцолитовой фации глубинности; 2) ассоциирующих с ними толеитов и пород промежуточного состава (муджиеритов, гавайитов), не содержащих включений; 3) вулканических пород островодужного типа с включениями дунит-гарцбургитовой (малоглубинной) ассоциации; 4) вулканидов островодужного (орогенного) типа, не содержащих этот тип включений. Как видно на рисунке 54, первое поле достаточно четко отделено от трех других полей. Составы пироксенов здесь отличаются несколько большей натровостью, титанистостью и глиноземистостью. При этом более железистыми, менее хромистыми и более титанистыми оказываются клинопироксены высокотитанистых толеитов. Та же особенность, но при меньших содержаниях Na и Al, характеризует клинопироксены умеренно титанистых толеитов Вьетнама, которые в значительной степени отличаются от подобных минералов островодужных вулканидов. Кроме того, на диаграмму (см. рис. 54) были нанесены составы клинопироксенов мегакристов из пород, с одной стороны, островодужного, и, с другой стороны, окраинно-континентального и внутриплитного континентального типов. Они также разделились в соответствии с полями клинопироксенов этих разных типов вулканидов (с большим рассеянием для мегакристов второй группы).

Таким образом, данная диаграмма может быть использована для разделения клинопироксенов пород, в которых в разной степени проявлены "интрателлурические" признаки кристаллизации рассматриваемых минералов.

4.4.3. Особенности минерального состава вулканидов в ряду: базальты покровов - щелочные оливиновые базальты конусов - оливиновые базальты, толеиты покровов

Как было отмечено при рассмотрении особенностей вулканизма Вьетнама, в этом ряду пород ксенолитсодержащие вулканиды сменяются

базальтоидами без включений. В этом ряду меняется состав пород (см. рис.10 и табл.4) в сторону возрастания их сиаличности и уменьшения титанистости. При этом меняются петрографические и минералогические особенности вулканитов (см. табл.31). Базаниты покровов, так же как и щелочные оливиновые базальты конусов, несущие ксенолиты лерцолитов, содержат единичные (в редких разностях до 15–20%) вкрапленники хризолита, размер которых достигает 3–4 мм, и диопсида размером до 1–2 мм, а также многочисленные субфенокристаллы хризолита-гиалосидерита и клинопироксена, варьирующего по составу от диопсида до авгита и титанистого авгита. Основная масса породы при этом мелкозернистая, но хорошо раскристаллизованная и содержит зерна и микролиты оливина, диопсида или авгита, а также плагиоклаза, состав которого в многочисленных генерациях меняется от битовнита до олигоклаза, калиевого полевого шпата (с содержанием ортоклазовой молекулы от 51 до 60%), титаномагнетита и ильменита. Встречаются редкие зерна лейцита и выделения К-На андезибазальтового и андезитового стекла ($\text{SiO}_2=54\text{--}67\%$). Базаниты покровов более магнезиальны, чем базальты конусов, поэтому большая часть оливинов и клинопироксенов здесь более магнезиальная (табл.33).

Оливиновые базальты и толеиты без ксенолитов содержат до 15–20% вкрапленников плагиоклаза, клино- и нередко ортопироксена (гиперстена), а также субфенокристаллы оливина и микролиты тех же минералов, к которым присоединяются еще титаномагнетит, ильменит и редкие выделения анортклаза (с содержанием ортоклазовой молекулы до 45%). Калиевый полевой шпат и стекло в

основной массе, как правило, отсутствуют. Часто встречаются более раскристаллизованные разности: долериты и габбро-долериты, в которых отмечаются крупные выделения (иногда до 15–20% вкрапленников) плагиоклаза, клино-, нередко ортопироксена(гиперстена), промежутки между которыми заполнены авгитом, магнетитом и гиалосидеритом. Таким образом, в рассматриваемом ряду пород ксенолиты ультрамафитов исчезают на той стадии перехода, когда существенно мафическая (оливин-клинопироксеновая) ассоциация минералов вулканитов сменяется существенно плагиоклазовой (пироксен-плагиоклазовой) ассоциацией. Составы самих минералов при этом меняются незначительно, за исключением клинопироксенов, которые из области составов этого минерала для вулканитов с ксенолитами лерцолитов перемещаются в поле толеитовых пироксенов (см. рис.12, 54).

4.4.4. Особенности минерального состава ксенолитсодержащих базальтоидов внутриплитного геохимического типа

Особенности вулканических пород рассмотрены на примере уже известного ряда регионов в последовательности: мыс Наварин – р.Валоваям – район вулкана Бакенинг. В этом ряду вулканиты с ксенолитами лерцолитов меняются по составу от базанитов до щелочных оливиновых базальтов. В какой-то степени этот переход напоминает рассмотренный в предыдущем разделе, однако совершается он в рамках близкой щелочности пород. Кроме того, в этом ряду ксенолиты не ис-

Таблица 33. Особенности минерального состава различных ассоциаций вулканитов Вьетнама

Минералы		Ассоциации		
		Базаниты покровов	Щелочные базальты конусов	Оливиновые базальты-толеиты покровов
Оливин	вкр	Fo=83–73.5	Fo=89–72.5	нет
	сфк	Fo=86–67	Fo=70–53	Fo=84–48.5
	ом	Fo=87.6–65	Fo=71.7–58	Fo=76–57
Клинопироксен	вкр	f=18–24 TiO ₂ =1.3–1.8	f=22–23 TiO ₂ =1.1–1.3	f=16–23 TiO ₂ =0.9–2
	сфк	f=22–31 TiO ₂ =1.3–3.9	f=27–35.5 TiO ₂ =1–3	f=22–33 TiO ₂ =0.9–3
	ом	f=15–22 TiO ₂ =2–5.8	f=19–30.6 TiO ₂ =0.9–3	f=29–33 TiO ₂ =2.8–3.4
Плагиоклаз	вкр	нет	нет	An=68–57
	сфк	An=47–41	An=60–55	An=59–58
	ом	An=76–59(I) An=54–39(II) An=38–22(III)	An=62–37	An=58–49
Магнетит	ом	TiO ₂ =15–28	TiO ₂ =15–23	TiO ₂ =19–22

Примечание. Вкр – вкрапленники; сфк – субфенокристы; ом – основная масса. I–III – разные генерации плагиоклаза

Таблица 34. Особенности минерального состава лав внутриплитного геохимического типа

Минералы		Районы		
		м. Наварин	р. Валоваям	район Бакенинг
Оливин	вкр сфк ом	Fo=90-73 Fo=86-67 Fo=86-66	нет Fo ₁ =84-70 Fo ₂ =72-71 Fo ₁ =84-69 Fo ₂ =73-70	Fo=86.5-73 Fo=87-71 Fo=85.5-69
Клинопироксен	вкр сфк ом	нет нет f=21-36 TiO ₂ =1.7-4.8	f=19.5 TiO ₂ =1.1 (мегакрист) нет f ₁ =18-33 TiO ₂ =0.4-5(I) f ₂ =22-29 TiO ₂ =2-3.8	нет f=24 TiO ₂ =1 f=16-28 TiO ₂ =0.2-1.7
Плагиоклаз	вкр сфк ом	An=59-39 (мегакрист) нет An=60-50(29.7)	An=56-37 (мегакрист) нет An ₁ =71-41(28.17) An ₂ =66-46(22.19)	An=79-42 An=71 An=76-44(25)
Магнетит	ом	TiO ₂ =20-23	TiO ₂ =14-23.5(I) TiO ₂ =13-24(II)	TiO ₂ =8.3-20

Примечание. Вкр – вкрапленники; сфк – субфенокристы; ом – основная масса; Fo₁, f₁, An₁ и (I) – в дайках базанитов, Fo₂, f₂, An₂ и (II) – в базанитах из конуса; значения в скобках для одиночных генераций

чезают, а только модифицируются, как это было рассмотрено при описании соответствующих регионов.

Вулканические породы всех трех районов представлены субафировыми базальтоидами с редкими вкрапленниками и субфенокристами магнезиального хризолита (табл.34), к которому в первых двух районах присоединяются одиночные мегакристы андезин-лабрадора или диопсида, а в третьем – фенокристы битовнит-андезина. Основная масса хорошо раскристаллизована и представлена варьующими по составу микролитами оливина, плагиоклаза, клинопироксена и титаномагнетита. В основной массе вулкаников всех трех районов часто встречается калиевый полевой шпат (с содержанием ортоклазовой молекулы от 53 до 70%) и сравнительно кислое стекло (от 55 до 65% SiO₂), а в породах первых двух районов иногда попадает нефелин и лейцит. Составы минералов вулкаников в общем меняются незначительно (см. табл.34). Исключение составляют только клинопироксены: если в наваринских (см. рис.19) и валоваямских (см. рис.21) базанитах их поля совпадают с общим полем составов этого минерала из пород, содержащих включения лерцолитов, то для района Бакенинга эти составы уже существенно смещены в поле ксенолитсодержащих пород островодужного типа (см. рис.23). Кроме того, оливины и клинопироксены из дайки базанитов (р.Валоваям) более магнезиальны, чем из базанитов конуса, и это согласуется с большей магнезиальностью соответствующих разностей пород (см. табл.16). Отличительной особенностью наваринских базанитов является присутствие хром-алюминиевой шпинели во вкрапленниках (31-46% Al₂O₃; 22-24% Cr₂O₃) и в виде включений в оливине (30-33% Al₂O₃; 16-23,6% Cr₂O₃). В лавах двух остальных районов шпинели встречены не были. Здесь

отмечаются только мелкие зерна титаномагнетита и ильменита в основной массе. Валоваямские базаниты содержат одиночные вкрапленники и микролиты пикроильменита (5,4-6% MgO).

В целом, состав минералов вулкаников внутриплитного геохимического типа заметно отличается от состава минералов островодужных лав [Волынец, 1993]. Это касается, например, ортопироксенов, которые широко распространены в островодужных вулканиках и практически не встречаются в связи с внутриплитными образованиями. Различия в составах клинопироксенов хорошо иллюстрируются рисунком 54. Для многих темноцветных минералов внутриплитных серий (клинопироксенов, амфиболов, слюд, титаномагнетитов) характерно обогащение титаном.

Таким образом, рассматривая минералогические особенности вулкаников, содержащих разные типы включений, в общем ряду вулканических пород, можно отметить следующее.

1. Минералогическая характеристика существенно дополняет вещественные особенности ксенолитсодержащих вулкаников как реперных образований для выяснения обстановки разноглубинности возникновения магматических расплавов.

2. Вулканы, содержащие глубокий тип включений (шпинель-лерцолитовый), характеризуются наличием глубоких (интрателлурических) минеральных ассоциаций как в самой породе, так и в ксенокристах (клинопироксены с повышенным содержанием натрия и глинозема, глиноземистые шпинели).

3. При переходе к условиям плагиоклазового равновесия на фоне меняющегося химического состава вулканических пород изменяются и их минералогические особенности: исчезают "интрателлурические" генерации минералов как в составе ксенокристов, так и в самой массе породы.

4.5. НЕКОТОРЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ АНОМАЛЬНОГО СОСТАВА

Обобщение большого материала по вулканикам, содержащим включения ультрамафитов, позволило создать дискриминантную петрохимическую диаграмму для разделения серий вулканических пород, проявляющихся в различной геодинамической обстановке (см. раздел 4.1.2). Частный случай этой диаграммы в координатах SiO_2 -MgO и SiO_2 - Al_2O_3 представлен на рисунке 55. Поле ксенолитсодержащих базанитов и щелочных оливиновых базальтов внутриплитного типа сминуто в сторону меньших значений SiO_2 и Al_2O_3 и практически не перекрывается с полем вулкаников субдукционного (островодужного) типа с включениями гипербазитов (см. рис.55). Для первого характерна хорошо выраженная обратная коррелятивная зависимость между магниальностью и кремнеземистостью пород и прямая между глиноземистостью и кремнекислотностью. Второе поле по рисовке напоминает бумеранг, одна ветвь которого подобна первому полю, а вторая очень полого наклонена по отношению к оси абсцисс со

слабо выраженной прямой корреляционной зависимостью SiO_2 -MgO (см. рис.55, *a*). Такой излом, вероятно, вызван переходом от бесполовошпатового к существенно полевошпатовому контролю, что и подтверждается анализом соответствующих минеральных парагенезисов. Любопытное положение на этих диаграммах занимает поле составов стекол из ксенолитов лерцолитов и гарцбургитов Вьетнама (напомним, что состав минералов включений при этом меняется в сторону перехода от условий шпинель-лерцолитового к плагиоклазовому равновесию). На рисунке 55, *a* оно практически полностью перекрывает вторую ветвь области распространения ксенолитсодержащих пород островодужного типа. Напомним, что калиевый полевой шпат и плагиоклаз являются характерными минералами в ассоциации с этими стеклами. На рисунке 55, *b* видно, что стекла в целом характеризуются несколько большей глиноземистостью, чем островодужные вулканики. Возможно, это связано с тем, что в метастабильной обстановке еще не весь плагиоклаз успел выкристаллизоваться из вновь зарождавшегося магматического расплава.

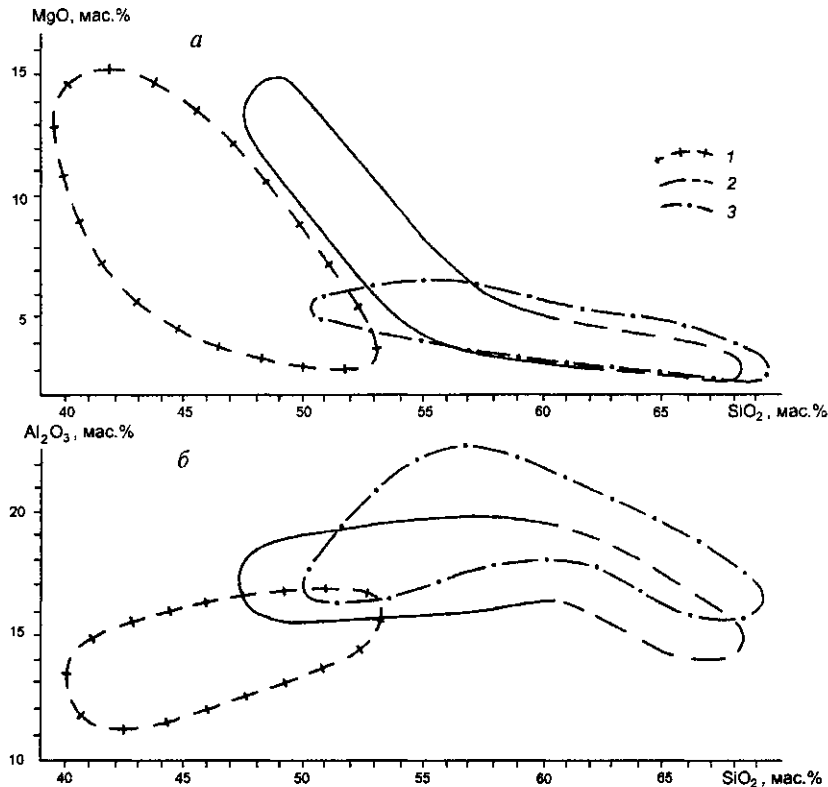


Рис. 55. Соотношение MgO - SiO_2 (*a*) и Al_2O_3 - SiO_2 (*b*) в вулканических породах внутриплитного типа
1 – породы, содержащие ксенолиты ультрамафитов; 2 – ксенолитсодержащие вулканики субдукционного типа; 3 – стекла из ультраосновных включений Вьетнама.

Помимо материалов автора использованы данные из [Frey et al., 1978; McDonough et al., 1985; Morris, 1986; Mantle xenoliths, 1987; Rutter, 1987; Зубков, 1986; Фролова и др., 1988; Siena, Coltorti, 1989; Luhr et al., 1989; Zhi et al., 1990]

Использование этих диаграмм для нанесения многочисленных составов вулканических пород, имеющих различное тектоническое положение, показало, что большинство серий хорошо укладывается в области выделенных полей, что соответствует обычному ходу процессов магматической дифференциации. Однако для некоторых вулканических серий наблюдается аномальное обогащение MgO или Al_2O_3 . Рассмотрим эти особенности на примере вулканических серий повышенной магнезиальности.

4.5.1. Высокомагнезиальные вулканы – родоначальные расплавы или кумулятивные серии?

В соответствии с представлениями А.Е.Рингвуда [1981], первичные магмы характеризуются высокомагнезиальными составами, которые могли бы быть в равновесии с перидотитовым остатком (оливин, ортопироксен) в мантии на глубинах от 18 до 80 км. Отсюда понятным становится интерес геологов к высокомагнезиальным, но экзотическим породам, таким как пикриты [Марковский, Ротман, 1981; Ramsay et al., 1984], коматииты [Arndt, Brooks, 1980; Echeverria, 1980], бониниты [Walker, Cameron, 1983; Falloon et al., 1989; Cameron et al., 1983], меймечиты Сибири и Камчатки [Соболев, Слуцкий, 1984; Селиверстов и др., 1994], высокомагнезиальные андезиты-сетоучиты Японии [Tatsumi, 1982], высокомагнезиальные базальты и андезибазальты-байяиты Калифорнии [Sanders et al., 1987]. Все эти породы многими исследователями рассматриваются как аналоги родоначальных расплавов.

Но есть и другая сторона проблемы. Составы высокомагнезиальных вулканических пород могут отличаться от родоначальных расплавов. Н.Л.Боуэн [Bowen, 1915], Л.Уэйджер и Г.Браун [1970] показали, что кумулятивное обогащение расплавов высокомагнезиальными оливином, клинопироксеном или ортопироксеном ведет к значительному возрастанию содержания магния в породе, тем самым уводя ее состав от родоначального.

Попробуем подойти к решению этой проблемы, используя диаграммы, составленные для ксенолитсодержащих вулканических пород. Рисовка полей на этих диаграммах накладывает определенные ограничения по содержанию MgO (см. рис.55, а, рис.56) в отношении “декларируемых” составов родоначальных расплавов. Так, точки составов бонинитов и сетоучитов образуют самостоятельный тренд, который можно объяснить кумулятивным обогащением ортопироксеном и, возможно, (для некото-

рых бонинитов) клинопироксеном. В обоих рассматриваемых сериях вулканических пород содержание вкрапленников доходит до 50%, а главенствующая роль среди них принадлежит бронзиту и клиноэнстатиту [Фролова и др., 1989; Tatsumi, 1982].

Обособленное поле на диаграмме (см. рис.56) образуют точки составов “черных” пироксенитов, мегакристов титан-авгита (разных районов), хромдиопсидов из авачинских пикробазальтов и самих этих высокомагнезиальных вулканических пород. Нет никакого сомнения в том, что здесь мы имеем тренды фракционирования (для мегакристов) или кумулятивного обогащения (для “черных” пироксенитов титан-авгитом, а для пикробазальтов оливином и хромдиопсидом). В некоторых разностях этих пироксенитов наблюдаются хорошо выраженные кумулятивные структуры, когда крупные кристаллы магнезиального титан-авгита ($f=20-23\%$) цементуются мелкозернистой более железистой массой того же минерала ($f=26-31\%$) (см. табл.8). Содержание вкрапленников в авачинских пикробазальтах доходит до 30–40%, доминирующими минералами являются оливин и хромдиопсид. Таким образом, “черные” пироксениты в большинстве своем представляют кумулятивные серии и только незначительная их часть является наименее дифференцированными аналогами еще неощелоченных родоначальных расплавов для базанитовых серий.

Четко локализованное, вытянутое в сторону составов форстеритов и хризолитов, поле образуют точки составов камчатских меймечитов. Содержание вкрапленников в них доходит до 50–60% с резким преобладанием оливина.

Можно привести еще ряд примеров незаслуженно высокой оценки роли высокомагнезиальных вулканических пород как родоначальных расплавов: содержание MgO в юрских пикробазальтах ареала Нью-Истен (часть трапповой провинции Карро из Южной Африки) колеблется от 14 до 19% при изменении кремнекислотности от 47 до 50,5% [Ellam, Cox, 1989]. Породы, содержащие более 18% MgO, характеризуются наличием крупных фенокристов оливина и могут, по мнению авторов, отражать процессы аккумуляции кристаллов, но большинство лав по составу соответствует родоначальным расплавам. По нашему мнению, все эти составы отражают эффект кумулятивного обогащения.

Хорошо известны также гавайские высокомагнезиальные толеиты [Volcanism in Hawaii, 1987]: содержание MgO в современных толеитах вулкана Килауэа колеблется от 15 до 22%, а в породах доисторических извержений вулкана Мауна-Лоа

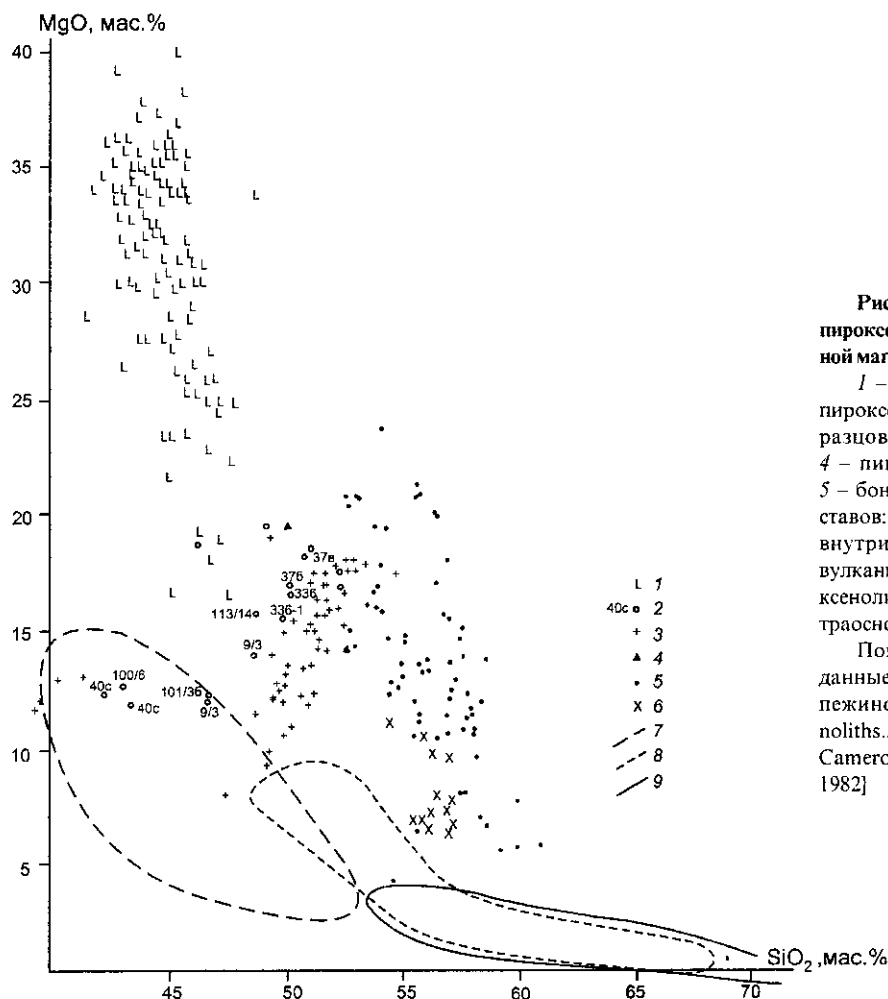


Рис. 56. Соотношение $MgO - SiO_2$ в клинопироксенах мегакристов и в породах повышенной магнезиальности

1 – меймечиты Камчатки; 2 – “черные” пироксениты Вьетнама (указаны номера образцов); 3 – мегакристы клинопироксена; 4 – пикробазальты Авачинского вулкана; 5 – бониниты; 6 – сетоучиты; 7–9 – поля составов: 7 – ксенолитсодержащих вулканитов внутриплитного типа, 8 – субдукционных вулканитов Камчатки и Курил, содержащих ксенолиты ультрамафитов, 9 – стеклов из ультраосновных ксенолитов Вьетнама.

Помимо материалов автора использованы данные из [Марковский, Ротман, 1981; Кеппежинская, 1979; Mafic and ultramafic xenoliths..., 1988; Геология дна..., 1980; Walker, Cameron, 1983; Falloon et al., 1989; Tatsumi, 1982]

доходит до 24%. Количество вкрапленников оливина (размером до 12 мм) в этих породах составляет около 20%. Для них также характерен хорошо выраженный тренд кумулятивного обогащения в области составов высокомагнезиальных оливинов.

Конечно, нельзя отрицать возможность возникновения какой-либо аномальной обстановки значительного повышения температуры плавления в зонах генерации расплавов, например, для архейских коматиитов (когда мощность земной коры была не столь значительная). Логичнее выглядит связь подобных аномалий с определенными этапами эволюции литосферы. В рядовых примерах, разобранных выше, такие аномалии маловероятны.

Как было показано в разделе 4.1.2, первичные высокомагнезиальные расплавы характеризуются недосыщенностью SiO_2 и Al_2O_3 и должны быть достаточно глубинными (ксенолиты эклогитов, гранатовых или шпинелевых перидотитов), а также, как было отмечено в разделе 4.2.4, должны обладать определенной геохимической специфи-

кой. Все эти признаки отсутствуют в тех примерах проявления кумулятивных серий, которые были рассмотрены в настоящем разделе.

В заключение можно сказать следующее.

1. На диаграммах $SiO_2 - MgO$ и $SiO_2 - Al_2O_3$ выделены поля ксенолитсодержащих вулканитов внутриплитного и островодужного (субдукционного) типов. Эти поля вносят определенные ограничения при рассмотрении высокомагнезиальных вулканитов в качестве аналогов первичных расплавов.

2. Такие высокомагнезиальные породы, как бониниты, меймечиты, сетоучиты и бойяиты, а также ряд других высокомагнезиальных базальтов на указанных диаграммах образуют хорошо выраженные тренды кумулятивного обогащения магнезиальным оливином, диопсидом или энстатитом и, скорее всего, являются кумулятивными сериями, петрохимические характеристики которых не соответствуют исходным расплавам.

Глава 5

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ВУЛКАНИТАХ

5.1. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ КСЕНОЛИТОВ УЛЬТРАМАФИТОВ

В систематике ультрамафитов, используемой при описании ксенолитов, отразился исторический подход, связанный с последовательным совершенствованием методов их изучения. В ранних классификациях четко прослеживается визуальный принцип разделения ксенолитов. Так, в одной из наиболее ранних классификаций этих образований [Wilshire, Trask, 1969; Best, 1970] предлагается выделять две группы: 1) “зеленую”, содержащую изумрудно-зеленый, высокохромистый диопсид или хромовый субкальциевый авгит как непременный член этой группы включений (дуниты, лерцолиты, гарцбургиты, верлиты, пироксениты), и 2) “черную”, содержащую темного цвета авгит, почти безхромистый, но с высокими концентрациями TiO_2 (ксенолиты пироксенитов и некоторых верлитов). Американские ученые [Mafic and ultramafic xenoliths..., 1988] выделяют еще группу с “бутылочно-зелеными” клинопироксенами (оливиновые вебстериты, гарцбургиты, вебстериты, клинопироксениты). Разделение на “зеленую” и “черную” группы укоренилось в геологической литературе и используется в настоящей работе.

Опираясь, главным образом, на различия в железистости минералов, В.В.Кебезинская [1979] выделяет среди лерцолитового и шпинель-вебстеритового парагенезисов включений в кайнозойских щелочных базальтоидах Монголии магнезиальные и железисто-магнезиальные типы. В представленной работе на основании использования валовых химических анализов включений и железистости их минералов выделяются группы

ксенолитов, обогащенных и обедненных легкоплавкой (Fe, Al, Ca) составляющей.

В одной из более поздних работ [Menzies, 1983] приводится дополненная и модифицированная [Wilshire, Shervais, 1975; Frey, Prinz, 1978] классификация ксенолитов ультрамафитов, используемая в настоящее время американскими учеными. Согласно этой классификации, выделяются два типа ксенолитов: I – Sr-диопсидовая группа, которая характеризуется присутствием Sr-Mg клинопироксена, сосуществующего с оливином, иногда – ортопироксеном и шпинелью и небольшими количествами слюды, паргасита, керсутита, апатита, полевого шпата и карбоната и II – Al-авгитовая группа. Первый тип разделяется еще на два подтипа: Ia и Ib на основе геохимических различий. Подтип Ia имеет клинопироксены с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0.702-0.703$ и $^{143}Nd/^{144}Nd \approx 0.5133-0.5130$, а отношение $(La/Yb)_n$ в них менее 1 для неизменных и более 1 для метасоматически измененных разновидностей ксенолитов. Подтип Ib характеризуется наличием клинопироксенов с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0.703-0.706$ и $^{143}Nd/^{144}Nd \approx 0.5128-0.5125$; отношение $(La/Yb)_n$ для всех разновидностей более 1, а значение $(La)_n=13-110$ для неизменных типов включений и 20–160 для метасоматизированных разновидностей. Эта систематика используется в настоящей работе при анализе изотопных характеристик ксенолитов.

Следует упомянуть работы, в которых приводится систематика ксенолитов по фациальному признаку [O'Hara, Mercury, 1966; Соболев и др., 1972; Глубинные ксенолиты..., 1975]. Для ультраосновных ксенолитов выделяются три фации глубинности: анортит-форстеритовая (плаггиоклазовая), шпинель-пироксеновая и графит-пироповая. Эту классификацию использует автор.

5.2. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ КАК ЭВОЛЮЦИОННО ОБУСЛОВЛЕННЫЙ ПРОЦЕСС

Изучение характера преобразований различных типов включений в вулканитах необходимо для выяснения их первичной природы, более корректного сопоставления, а также для выяснения роли факторов, которыми эти преобразования обуславливаются.

Процессы вторичного плавления и перекристаллизации ксенолитов неоднократно описывались в геологической литературе [White, 1966; Кутолин, 1972; Francis, 1976; Щека, 1978, 1983; Кутыев, Шарапов, 1979; Maaloe, Printzlau, 1979; Tracy, 1980; Griffin et al., 1984].

В отечественных публикациях наиболее детальное изучение этих явлений проведено в работах В.А.Кутолина [1972] и С.А.Щеки [1978, 1983]. Оба эти автора описывают особенности структурно-текстурного преобразования включений (изменение зернистости до появления мелкозернистых роговиковых зон и полной перекристаллизации ксенолитов), появление различных неоднородностей в материале включений – образование прожилков, пропитывание их базальтовым расплавом, а также различные стадии дезинтеграции включений. По данным С.А.Щеки, основные структурные изменения гипербазитовых включений, а также образование прожилков в них произошли до попадания включений в базальтовый расплав. По данным С.А.Щеки и В.А.Кутолина, изменение состава минералов включений в ходе их плавления и перекристаллизации объясняется термическим воздействием со стороны несущих их базальтовых расплавов. Так, появление мелкозернистого высокомагнезиального оливина в гипербазитовых включениях Авачинского вулкана связывается с десерпентинизацией ксенолитов гипербазитовых интрузий при воздействии на них базальтового расплава [Щека, 1978]. Под воздействием щелочно-базальтовой магмы ортопироксен ксенолитов (он наименее устойчив) превращается в мелкозернистый агрегат сравнительно кислого стекла и магнезиального оливина, в оливине возрастает железистость, хромдиопсид замещается титан-авгитом, хромшпинель через хромовый феррит преобразуется в титаномагнетит [Щека, 1983]. С.А.Щека, как и многие другие исследователи, объясняет процесс преобразования ортопироксена инконгруэнтным плавлением. В зарубежной литературе описываются случаи появления в лерцолитовых нодулях локальных

участков, иногда в виде изолированных капель (blebs), содержащих стекло и мелкозернистую массу оливина, диопсида и шпинели. В случае щелочного флюидного плавления отмечается [Francis, 1976] повышение железистости и кальциевости новообразованного оливина по сравнению с составом этого минерала в неизменных включениях. В случае водного плавления [Maaloe, Printzlau, 1979] состав оливина в каплях более магнезиальный, чем в неизменных частях включений. В обоих случаях новообразованный клинопироксен отличается повышенной кальциевостью и магнезиальностью и меньшей глиноземистостью, чем в основной массе ксенолита. Процесс плавления рассматривается как результат анатексиса в глубинном очаге в мантии [Maaloe, Printzlau, 1979], либо как эффект контактового метаморфизма при попадании включений в базанитовую магму, дополненный декомпрессионным плавлением при движении расплава к земной поверхности [Francis, 1976].

В наблюдаемой последовательности изменения минеральных фаз в ходе преобразования включений ортопироксен является наименее устойчивым минералом [Щека, 1983], хотя температура плавления его выше, чем клинопироксена. Этот феномен нигде не обсуждается.

Рассмотрим особенности преобразования включений на примере различных типов ксенолитов изученных регионов.

5.2.1. Группа лерцолитов–гарцбургитов

Материал, полученный при изучении ксенолитов в вулканитах различных геоструктурных областей, показал, что процесс преобразования включений имеет двойственный характер. С одной стороны, он действительно имеет локальную природу, так как во многих образцах лерцолитов можно наблюдать различные стадии его проявления. Чаще всего в массе среднезернистого лерцолита или гарцбургита наблюдаются локальные неоднородности в виде пятен, капель, полос или жил размером от первых десятков микрон до нескольких миллиметров, сложенных мелкозернистым полиминеральным агрегатом, нередко с выделением стекла, в котором появляются кристаллиты или микролиты. Состав всех минералов при этом заметно отличается от такового в неизменных участках породы. С другой стороны, структура и состав минералов в отдельных, относительно однородных образцах ксенолитов, а иногда и в целых выборках таковы, что они соответствуют отдельной стадии преобразования

включений и все вместе образуют единый ряд общей эволюции.

В общем случае можно выделить три стадии такого преобразования включений: 1) лерцолитовую, 2) клинопироксен-оливинитовую и 3) гарцбургитовую.

Рассмотрим характер изменения составов минералов по стадиям на примере ультраосновных ксенолитов Вьетнама. Так как клинопироксен является сквозным и наиболее изменяющимся по составу минералом включений, используем его в качестве своеобразного репера. На рисунках 57–60 в координатах Na–Al (наиболее меняющиеся компоненты состава клинопироксенов) нанесены данные по клинопироксенам из ксенолитов ультрамафитов в вулканитах отдельно из вулканических конусов (см. рис. 57, 58) и из покровов (см. рис. 59, 60). Данные о составах минералов для соответствующих стадий эволюции приведены в таблице 35.

Как видно на рисунках 57–60, наблюдается прямая корреляционная зависимость между Na и Al. Но она имеет сложный характер с обособлением трех областей. В области оптимальных значений параметров Na и Al уменьшение содержания Na в клинопироксенах сопровождается незначительным уменьшением их глиноземистости. Промежуточная область характеризуется пропорциональным уменьшением обоих компонентов. Наконец, в области минимальных содержаний изменение глиноземистости пироксенов происходит при незначительном уменьшении их натровости в одних образцах включений, либо при постоянном или даже слегка возрастающем содержании этого компонента в других образцах. Эти три области примерно соответствуют трем стадиям преобразования включений.

Лерцолитовая стадия отвечает обычному 4-х минеральному парагенезису фации шпинелевых лерцолитов. На этой стадии при уменьшении

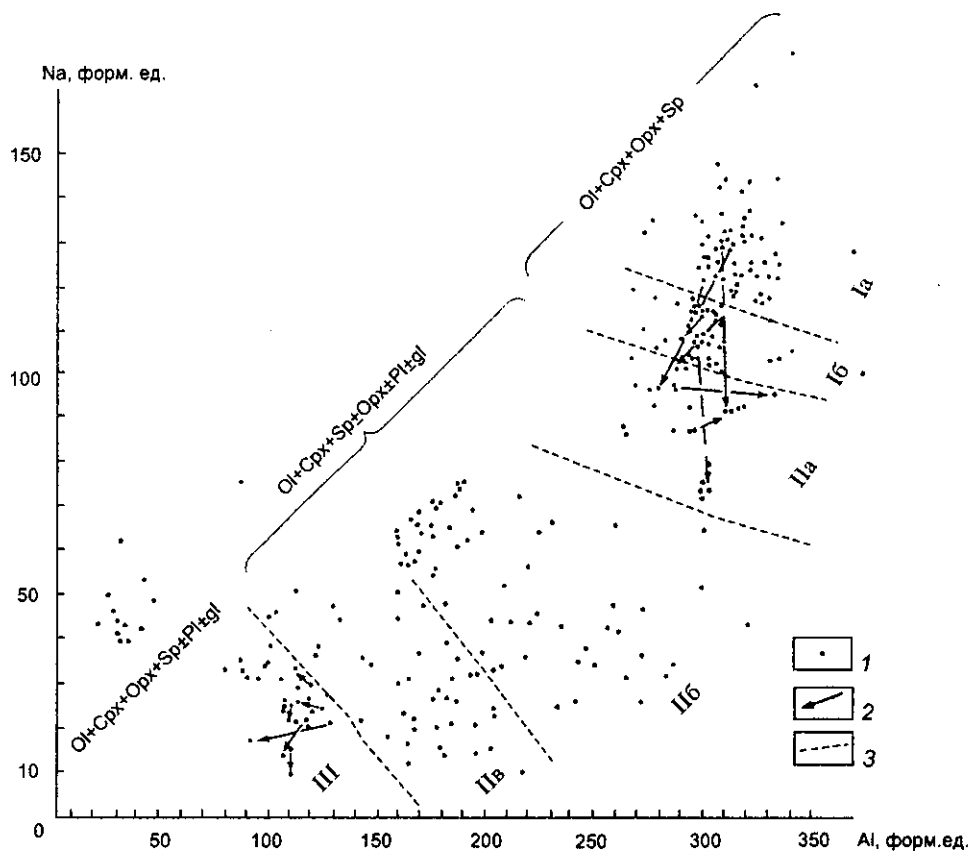


Рис. 57. Диаграмма Na–Al для клинопироксенов из ультраосновных ксенолитов в щелочных оливиновых базальтах из конусов Вьетнама

1 – состав клинопироксенов; 2 – тренды изменения составов в одном зерне (центр–край); 3 – границы областей изменения составов (объяснение в тексте)

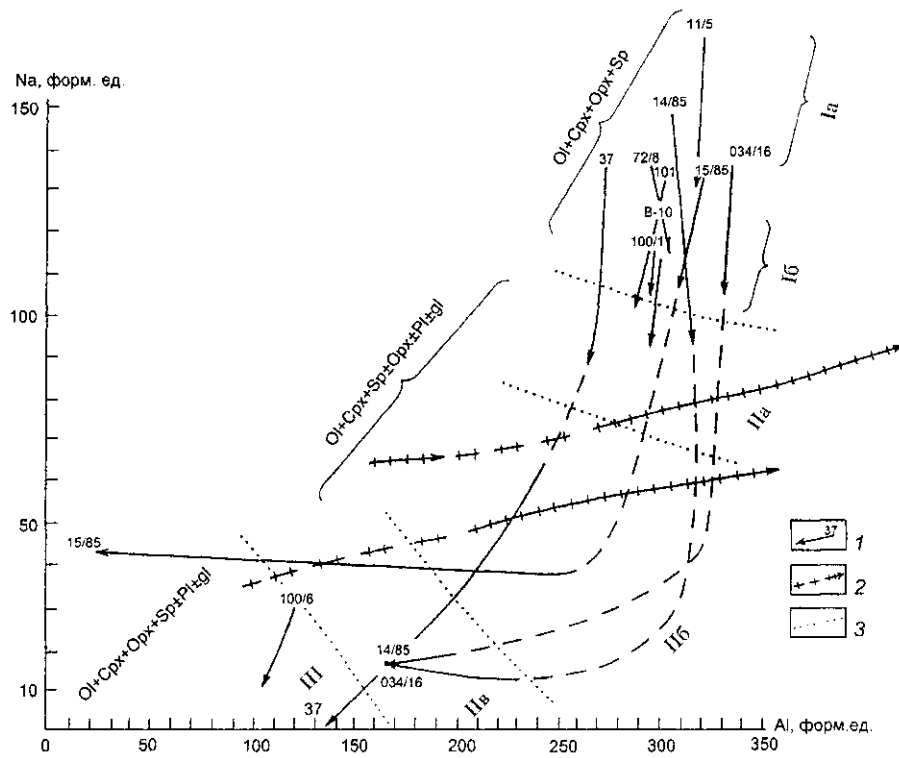


Рис. 58. Предполагаемые тренды эволюции составов клинопироксенов из ксенолитов ультрамафитов в щелочных оливиновых базальтах из конусов Вьетнама

1-2 – тренды изменения составов клинопироксенов (указаны номера образцов): 1 – в гипербазитах, 2 – в “зеленых” пироксенитах; 3 – границы областей изменения составов

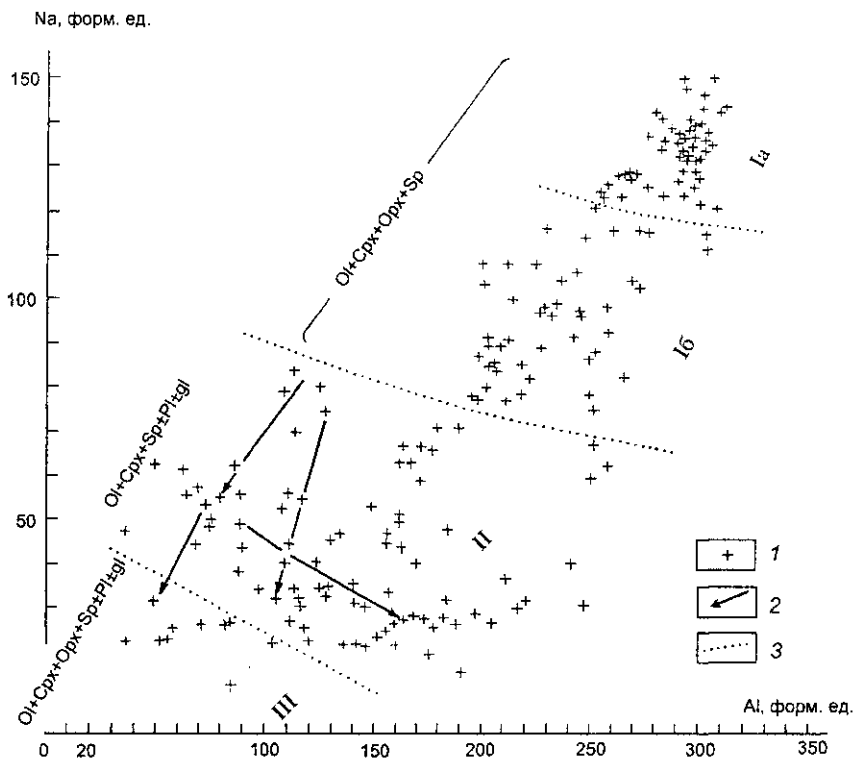


Рис. 59. Диаграмма Na – Al для клинопироксенов из ультраосновных ксенолитов в базанитах из покровов Вьетнама
Условные обозначения те же, что на рис. 57

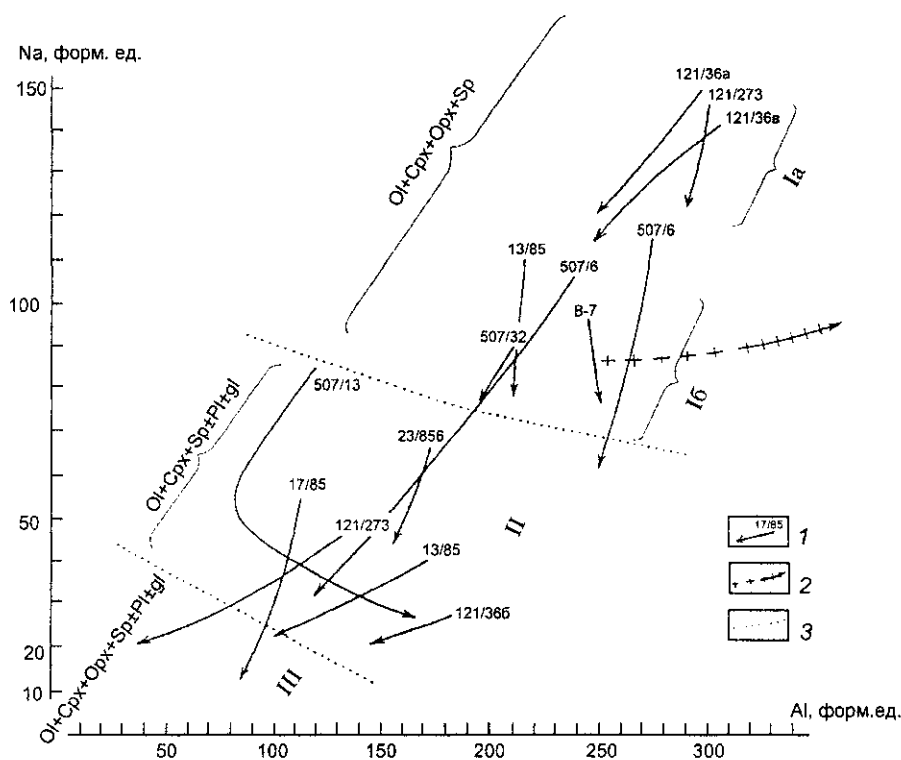


Рис. 60. Предполагаемые тренды эволюции составов клинопироксенов из ксенолитов ультрамафитов в базальтах из покровов Вьетнама

Условные обозначения те же, что на рис. 58

натрости клинопироксенов (область Ia и Ib, см. рис.57, 58 и табл.35) меняется состав всех сосуществующих минералов: уменьшается глиноземистость пироксенов и шпинелей, возрастает их хромистость; содержание TiO_2 в пироксенах уменьшается, но слегка возрастает в шпинелях; количество SiO_2 слегка возрастает в клинопироксенах, но уменьшается в ортопироксенах; кальциевость заметно увеличивается в клинопироксенах, но уменьшается в ортопироксенах; возрастает магнезиальность пироксенов и оливинов при обратных соотношениях в шпинелях (табл.36–38). Контрастность этих изменений в минералах покровных ксенолитов больше, чем в ксенолитах из конусов.

Вторая стадия характеризуется практически полным исчезновением ортопироксена. Этот минерал здесь иногда встречается в виде мелких, единичных, обособленных зерен, а также полосок и пятен распада в клинопироксене. В основном же ксенолиты представлены средне- и крупнозернистым, существенно оливиновым агрегатом с небольшим количеством (не более 4–5%) более мелких и, как правило, разрозненных зерен кли-

нопироксена. Как видно на рисунках 57–60, граница исчезновения ортопироксена по уровню содержания Na в клинопироксене в ксенолитах из покровных базальтов проходит значительно ниже, чем для тех же образований из конусов. Для ксенолитов из конусов намечается некоторая переходная область (IIa, см. рис.57, 58 и табл.35) со структурами распада ортопироксена в клинопироксене, как, впрочем, и наоборот. Подобная промежуточная область (IIb, см. рис.57, 58) для этого типа ксенолитов наблюдается также при переходе к гарцбургитовой стадии. Рассматриваемая переходная область характеризуется появлением локальных участков со стеклом андезитового и более кислого состава, а также мелких зерен плагиоклаза или калиевого полевого шпата. В ксенолитах, где отсутствует ортопироксен, или в зонах плавления, где он исчезает, уменьшается глиноземистость клинопироксена и шпинели (см. табл.35 и 38, №11) с ростом их хромистости. В целом для этой области характерно большее содержание SiO_2 и CaO клинопироксенов (за исключением составов в зонах распада), повышенная железистость оливинов (см. табл.37, №11) и

Таблица 35. Состав клинопироксенов ультраосновных ксенолитов Вьетнама для различных стадий их декомпрессионного плавления и перекристаллизации

Тип проявления	Из покровов				Из конусов		
	Ia	Iб	II	III	Ia	Iб	IIa
Стадия эволюции							
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52.50	52.79	53.41	54.19	51.74	51.84	51.67
TiO ₂	0.54	0.1	0.21	0.68	0.56	0.42	0.52
Al ₂ O ₃	7.34	4.89	0.29	1.66	7.46	6.86	6.34
FeO*	2.74	2.54	2.78	2.93	3.02	2.95	3.03
Cr ₂ O ₃	0.58	0.78	1.65	0.82	0.79	0.88	0.78
MgO	13.86	14.77	16.14	17.71	13.8	14.32	14.5
CaO	20.35	21.42	22.61	21.50	18.91	19.79	20.02
Na ₂ O	2.03	1.18	0.61	0.36	2.34	1.52	1.3
MnO	н.о.	0.06	0.06	н.о.	0.1	0.08	0.1
Сумма	99.94	98.47	99.76	99.79	98.73	98.58	98.26
f	10	8.81	8.36	8.49	11.27	10.62	10.78

Примечание. 1 – обр.121/273(30); 2 – обр.507/32(7); 3 – обр.507/13(7); 4 – обр.121/273(1 обр. из зоны плавления); 5 – обр.11/5(12); 6 – обр.100/1 (6); 7 – обр.038/6(2); 8 – обр.034/1 (2, распад клинопироксена в ортопироксене); 9 – обр.038/6(1); 10 – обр.14/85 (3, в зоне плавления); 11 – обр.37(1 полоска распада в ортопироксене); 12 – обр.15/85(1 полоска распада в ортопироксене); 13 – обр.100/6(17); 14 – обр.40/8(5, новообразованная фаза в стекле).
FeO* – суммарное железо

Таблица 36. Состав ортопироксенов из ультраосновных ксенолитов Вьетнама для различных стадий их эволюции

Тип проявления	Из покровов			Из конусов						
	Ia	Iб	III	Ia	Iб	IIa	IIб	III		
Стадия эволюции										
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	55.49	54.94	58.12	54.02	54.22	54.48	55.06	54.06	56.31	57.48
TiO ₂	0.05	н.о.	0.1	0.12	0.08	0.06	0.04	0.24	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	4.78	3.52	0.66	4.86	4.42	4.79	4.71	3.84	2.68	0.9
FeO*	6.6	6.22	6.44	6.56	6.38	5.66	6.94	11.57	5.80	6.42
Cr ₂ O ₃	0.16	0.33	0.25	0.28	0.39	0.49	0.34	н.о.	0.65	0.19
MgO	31.72	32.75	32.42	31.62	32.26	31.8	31.08	26.79	33.11	33.24
CaO	0.57	0.44	1.75	0.71	0.68	0.76	0.6	1.66	0.79	0.29
Na ₂ O	0.02	0.04	н.о.	0.24	0.08	0.07	0.01	н.о.	0.03	0.02
MnO	н.о.	0.14	0.01	0.14	0.14	0.13	0.14	0.11	0.14	0.13
Сумма	99.39	98.48	99.75	98.55	98.51	98.11	98.92	98.27	99.51	98.67
f	10.45	9.78	10.03	10.63	10.10	9.28	11.14	19.51	9.15	9.98

Примечание. 1 – обр.121/273(8); 2 – обр.507/32(3); 3 – обр.121/273(4); 4 – обр.11/5(2); 5 – обр.В-10(8); 6 – обр.038/6 (1, полоска распада в клинопироксене); 7 – обр.034/1 (1, включающий полоску клинопироксена); 8 – обр.37 (1, включающий полоски клинопироксена); 9 – обр.100/6(8); 10 – обр.40/8 (7, щелочное плавление)
FeO* – суммарное железо

Таблица 37. Составы оливинов из ультраосновных ксенолитов Вьетнама для различных стадий их эволюции

Тип проявления	Из покровов				Из конусов						
	Ia	Iб	II	III	Ia	Iб	IIa	IIб	IIв	III	
Стадия эволюции											
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	41.3	39.71	40.46	40.64	39.83	39.98	40.10	41.23	39.45	40.96	41.46
FeO*	10.39	9.5	13.63	11.15	10.37	10.13	10.68	10.44	18.62	9.31	7.44
MgO	47.87	48.74	43.81	47.87	47.98	48.12	47.03	47.7	41.46	49	49.24
CaO	0.06	0.04	0.04	0.14	0.07	0.08	0.16	0.08	0.01	0.06	н.о.
MnO	н.о.	0.15	0.42	н.о.	0.16	0.14	0.15	0.18	0.12	0.14	0.12
NiO	0.2	–	–	0.19	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99.81	98.14	98.42	99.99	98.55	98.45	98.12	99.8	99.66	99.47	98.26
f	10.86	9.86	15.26	11.55	10.97	10.71	11.3	11.1	20.13	9.77	7.82

Примечание. 1 – обр.121/273(7); 2 – обр.507/32(1); 3 – обр.507/13(1); 4 – обр.121/273(1); 5 – обр.11/5 (7); 6 – обр.В-10(7); 7 – обр.034/1(2); 8 – обр.034/15(1); 9 – обр.37(2, в стекле); 10 – обр.100/6(11); 11 – обр.40/8 (3, щелочное плавление)
FeO* – суммарное железо

таблица 35 (окончание)

Тип проявлений	Из конусов						
	IIa	IIб	IIв			III	
Стадия эволюции							
№ п.п.	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	50.99	50.35	52.7	52.94	52.20	53.11	52.22
TiO ₂	0.44	0.62	0.72	0.33	1.51	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	6.74	4.82	4.26	4.02	3.7	2.62	4.39
FeO*	3.34	3.67	5.01	7.96	3.47	2.51	2.84
Cr ₂ O ₃	0.82	1.24	1.08	0.03	0.84	0.96	1.5
MgO	15.22	14.35	15.15	17.18	14.8	17.17	15.13
CaO	19.76	22.23	21.21	15.13	23.24	22.28	21.95
Na ₂ O	1.14	0.61	0.21	0.37	0.72	0.31	0.42
MnO	0.06	0.12	0.12	0.05	н.о.	0.08	0.05
Сумма	98.47	98.12	100.49	98.01	100.48	99.05	99.18
f	11	12.56	16.04	20.62	11.61	7.44	9.49

клинопироксенов (особенно на контакте со стеклом), высокая титанистость шпинелей и клинопироксенов (за исключением ксенолитов из покровных базальтов). Судя по наличию плагиоклаза и положению соответствующих фигуративных точек на диаграммах P₁-P₂ (см. рис.12), эта стадия преобразования включений соответствует переходу к плагиоклазовому равновесию.

В некоторых ксенолитах лерцолитов отмечаются зоны интенсивной перекристаллизации и плавления, где внутри мелкозернистого пироксеноливинового агрегата вновь появляются мелкие зерна низкоглиноземистого и высококальциевого ортопироксена. Подобный состав минерала отмечается также в краевых зонах некоторых крупных кристаллов обычного высокоглиноземистого и низкокальциевого клинопироксена. Кроме того,

в одном и том же конусе совместно с обычными лерцолитами иногда попадаются ксенолиты, целиком представленные мелкозернистым четырехминеральным агрегатом, в котором содержание клинопироксена не превышает 4–5%, а количество ортопироксена достигает 20–30%. Как правило, в таких ксенолитах присутствует дацитовое или риолитовое (реже андезитовое или андезибазальтовое) стекло, нередко встречаются амфибол и флогопит.

Появление ортопироксена, ассоциирующего с низкоглиноземистым и низконатровым клинопироксеном, свидетельствует о переходе к последней гарцбургитовой стадии преобразования ультраосновных ксенолитов. Она характеризуется крайне низкой глиноземистостью обоих пироксенов и шпинелей, но высокой их хромистостью (см.

Таблица 38. Состав шпинелей из ультраосновных ксенолитов Вьетнама для различных стадий их эволюции

Тип проявлений	Из покровов				Из конусов						
	Ia	Iб	II	III	Ia	Iб	IIa	IIб	IIв	III	
Стадия эволюции											
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
TiO ₂	0.04	0.08	0.03	0.18	0.12	0.23	0.76	0.25	0.62	0.04	0.11
Al ₂ O ₃	59.14	51.79	46.12	24.38	58.27	54.39	48.94	45.49	48.75	33.04	34.84
Fe ₂ O ₃	2.11	1.37	1.24	3.62	1.6	3.9	1.16	3.17	5.27	2.72	2.31
FeO	8.83	10.39	10.66	14.55	10.03	14.19	13	10.08	14.59	11.53	11.75
Cr ₂ O ₃	8.31	16.17	23.5	42.21	9.66	10.7	16.52	21.13	14.76	36.86	34.51
MgO	21.14	19.43	18.76	13.56	20.42	17.55	18.11	18.92	16.85	17.02	16.93
CaO	0.01	0.01	н.о.	0.03	0.01	н.о.	0.14	0.11	0.02	0.02	н.о.
MnO	0.08	0.11	0.12	0.26	0.12	0.14	0.14	0.1	0.18	0.14	0.18
Сумма	99.66	99.35	100.42	98.79	100.23	101.1	98.77	99.25	101.04	101.37	100.63
f	18.9	23.08	24.17	38.03	22.08	31.58	28.68	22.2	32.98	27.8	28.03

Примечание. 1 – обр.121/36в(1); 2 – обр.13/85(4); 3 – обр.121/229(9); 4 – обр.17/85(11); 5 – обр.В-10, 14/85, 15/85(13); 6 – обр.100/1(3); 7 – обр.034/1(2); 8 – обр.104/1 (1, мелкий кубик в стекле); 9 – обр.14/85 (1, в зоне плавления); 10 – обр.100/6(4); 11 – обр.40/8 (1, щелочное плавление)

рис.57–60, III, табл.35 и 38, №4). Оба пироксена характеризуются повышенным содержанием SiO_2 . Мелкие зерна клинопироксена в зонах интенсивного плавления и перекристаллизации имеют высокую магнезиальность, однако новообразованная фаза в стекле (см. табл.35, №14) более железистая, но не в такой степени, как в обычных лерцолитах. Ортопироксены в этих зонах также имеют более низкую железистость, чем в неизмененных лерцолитах, но в зонах щелочного плавления на границе с флогопитом (см. табл.36, №10) она заметно повышается. При этом снижается и их кальциевость. Оливины в зонах перекристаллизации покровных гарцбургитов характеризуются высокой железистостью (см. табл.37, №3, 4) в отличие от тех же образований в конусах, где в результате интенсивного плавления ортопироксенов в кислом стекле выделяются очень магнезиальные оливины (см. табл.37, №11) даже в условиях щелочного плавления. Шпинели в этих зонах характеризуются высокой хромистостью (см. табл.38, №4, 10), а иногда и высокой титанистостью – в зонах плавления (см. табл.38, №4, 7, 9). Судя по наличию мелких кристаллов плагиоклаза в зонах плавления, преобразования в ксенолитах этой стадии также совершаются в условиях плагиоклазового равновесия.

Таким образом, закономерности, выявленные при изучении эффекта плавления и перекристаллизации вьетнамских ксенолитов, в общем согласуются с наблюдениями, сделанными другими исследователями, хотя детальная картина представляется более сложной. В условиях шпинель-лерцолитовой фации глубинности плавление ксенолитов не происходит. Наблюдается только их некоторая перекристаллизация, в результате которой происходит закономерное изменение составов минералов – в целом такое же, как и в последующих стадиях, но уже с появлением стекла.

Плавление ксенолитов начинается при переходе в плагиоклазовую фацию. При этом в ксенолитах из покровных вулканитов такой переход осуществляется при меньшей глиноземистости и натровости клинопироксенов, чем в подобных образованиях из вулканических конусов. Структуры распада клинопироксенов в ксенолитах первой группы проявлены эпизодически, самостоятельные подзоны не выделяются. На этой стадии эволюции включений за счет практически полного разложения ортопироксена и частичного плавления клинопироксена образуются стекла андезитодацито-риолитового состава. Параллельно происходит выделение мелких зерен плагиоклаза (с содержанием анортита от 33 до 50%) и кали-

натрового полевого шпата. Клинопироксены обедняются жадеитовой молекулой, что компенсируется появлением относительно кислого плагиоклаза, и обогащаются тугоплавкими компонентами. В большей степени этот процесс проявлен в ксенолитах из покровов, чем из вулканических конусов.

На конечной стадии эволюции вновь появляется ортопироксен, который совместно с оливином, клинопироксеном и шпинелью составляет гарцбургитовую ассоциацию. Последняя, как одна из стадий преобразования исходных лерцолитовых включений, ранее никем не выделялась. Минералы этой ассоциации обогащены тугоплавкими компонентами. Исключение составляют новообразованные генерации клинопироксена, оливина или шпинели в стеклах или в непосредственном контакте со стеклом (иногда в присутствии флогопита), которые характеризуются большей железистостью в сочетании с высокой хромистостью.

Сходная картина эволюции составов клинопироксенов ультраосновных ксенолитов наблюдается и в других изученных районах. На рисунке 61 в координатах Na–Al представлены составы этого минерала в ксенолитах из различных районов проявления внутриплитного вулканизма. Интерпретация предполагаемых трендов эволюции их составов представлена на рисунке 62. Здесь можно выделить те же три стадии эволюции включений, однако в разных районах они представлены по-разному. Все три стадии эволюции наблюдаются при анализе материалов по мысу Наварин. Ксенолиты из базанитов р.Валоваям представляют в основном вторую и третью стадии, а бакенинские ксенолиты – преимущественно третью стадию. Ксенолиты из базальтоидов островодужного типа Авачинского и Харчинского вулканов можно сопоставлять с проявлениями только третьей стадии эволюции. Кроме того, как видно на рисунке 61, при близкой высокой натровости глиноземистость клинопироксенов ультраосновных ксенолитов зависит от фациальных особенностей проявления несущих их вулканитов. Так, наиболее глиноземистыми являются клинопироксены из ксенолитов в неках и шлаковых конусах по сравнению с теми же образованиями из потоков и дайки. (Те же особенности, но не так резко выраженные, отмечаются при сравнении пироксенов ксенолитов конусов и покровов Вьетнама). Уменьшение глиноземистости клинопироксенов из ксенолитов в потоках, покровах и дайке сопровождается некоторым уменьшением их натровости и возрастанием магнезиальности. Учитывая эти закономерности, можно предполо-

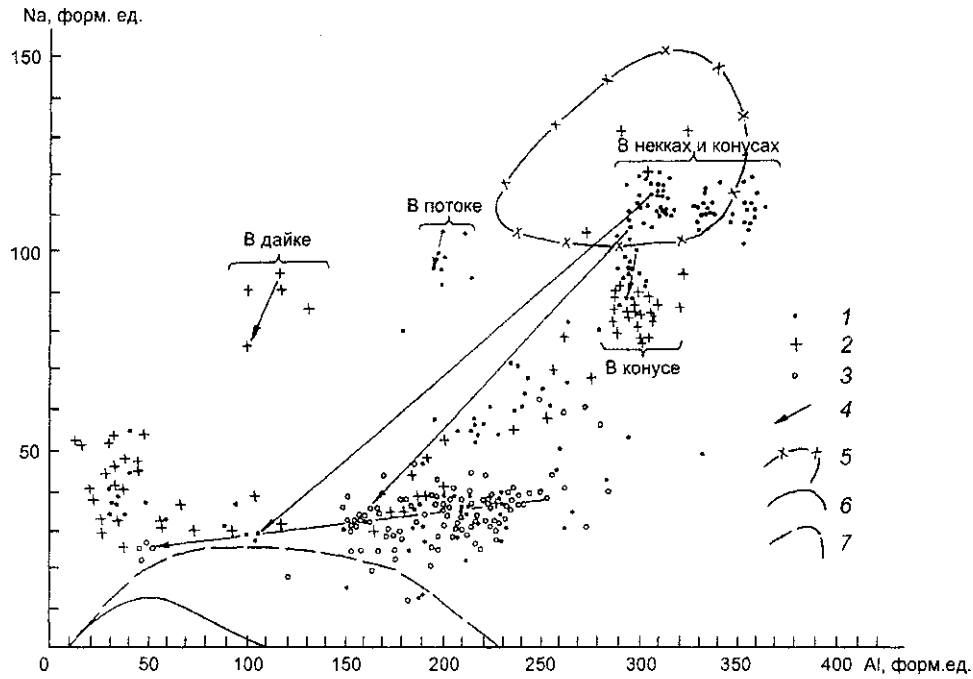


Рис. 61. Диаграмма Na – Al для клинопироксенов из ультраосновных ксенолитов в вулканитах

1 – мыс Наварин; 2 – р. Валоаям; 3 – район вулкана Бакенинг; 4 – тренды изменения составов пироксенов в одном зерне (центр-край); 5–7 – поля составов клинопироксенов из неизменных ксенолитов лерцолитов Вьетнама (5), ксенолитов ультрамафитов в островодужных вулканитах Камчатки, не подверженных метасоматическому изменению (6) и метасоматически измененных (7)

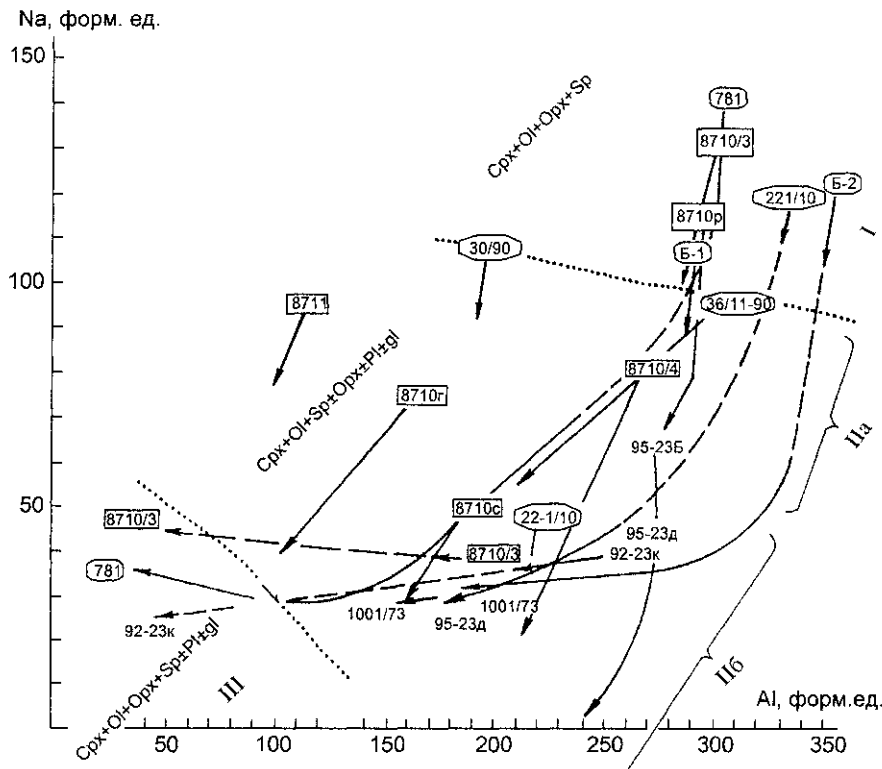


Рис. 62. Предполагаемые тренды эволюции составов клинопироксенов ультраосновных ксенолитов в вулканитах мыса Наварин, р. Валоаям и района вулкана Бакенинг

Номера образцов: мыс Наварин – 781, Б-1, 30/90, 30/11-90, 22-1/10, Б-2; р. Валоаям – 8711, 8710р, 8710г, 8710/3, 8710с; район вулкана Бакенинг – 95-23Б, 95-23д, 92-23к, 1001/73. Точками показаны границы изменения составов ксенолитов

жить существование глубинного тренда эволюции состава клинопироксенов, связанного с изменением температуры субравновесного состояния в системе ксенолит–расплав.

На основе двупироксенового термобарометра Т.Гаспарика [Gasparik, 1984] была проведена оценка Р-Т условий для выделенных стадий эволюции включений. Лерцолитовая стадия характеризуется значениями: $P=18-21$ kb, $T=1050-1220^{\circ}\text{C}$, гарцбургитовая: $P=3-6$ kb, $T=850-1060^{\circ}\text{C}$.

В целом, анализируя картину изменения составов клинопироксенов из ультраосновных ксенолитов различных районов, нельзя согласиться с мнением тех исследователей, которые считают, что плавление и перекристаллизация включений является результатом контактового термального метаморфизма со стороны несущего их базальтового расплава [Кутолин, 1972; Щека, 1978, 1983]. Этот процесс не является контактово-метаморфическим, потому что характеризуется стадийностью, прямо не связанной с эффектом выравнивания составов на границе ксенолит–вмещающий базальт. Напротив, такой эффект на границе ксенолит–базальт хорошо проявлен практически во всех ксенолитах. Выражается он в образовании узкой зоны (десятые-первые сотни микрон), в которой железистость минералов или их краевых генераций резко возрастает, приближаясь к таковой в субфенокристах или микролитах вмещающей породы. Картину

подобного рода можно наблюдать на рисунке 63 с эффективным разворотом трендов в сторону температурной дифференциации кристаллической фазы вмещающего ксенолит базанита. Некоторые образцы ксенолитов характеризуются образованием на границе с вмещающей породой мономинеральных (клино- или ортопироксеновых) краевых оторочек размером до нескольких миллиметров. Состав минералов оторочек меняется так же, как и краевых зон, приближаясь к таковому для вмещающей породы.

Поскольку изменение составов минералов ксенолитов и их парагенезисов происходит направленно и соответствует переходу: шпинель-лерцолитовое-плагиоклазовое равновесие, в качестве ведущего механизма, характеризующего эволюцию рассматриваемого типа включений, предлагается процесс их декомпрессионного плавления и перекристаллизации по мере выноса ксенолитного материала транспортирующим расплавом к поверхности Земли. Возникает вопрос, почему лерцолитовый парагенезис минералов включений в ходе такой эволюции сразу же не замещается гарцбургитовым, а появляются какие-то промежуточные стадии и зоны. Известно [Добрецов и др., 1971, с.227], что с понижением давления растворимость энстатита в диопсиде уменьшается. Этим можно объяснить появление первой промежуточной области (IIa на рисунках 57 и 58) со струк-

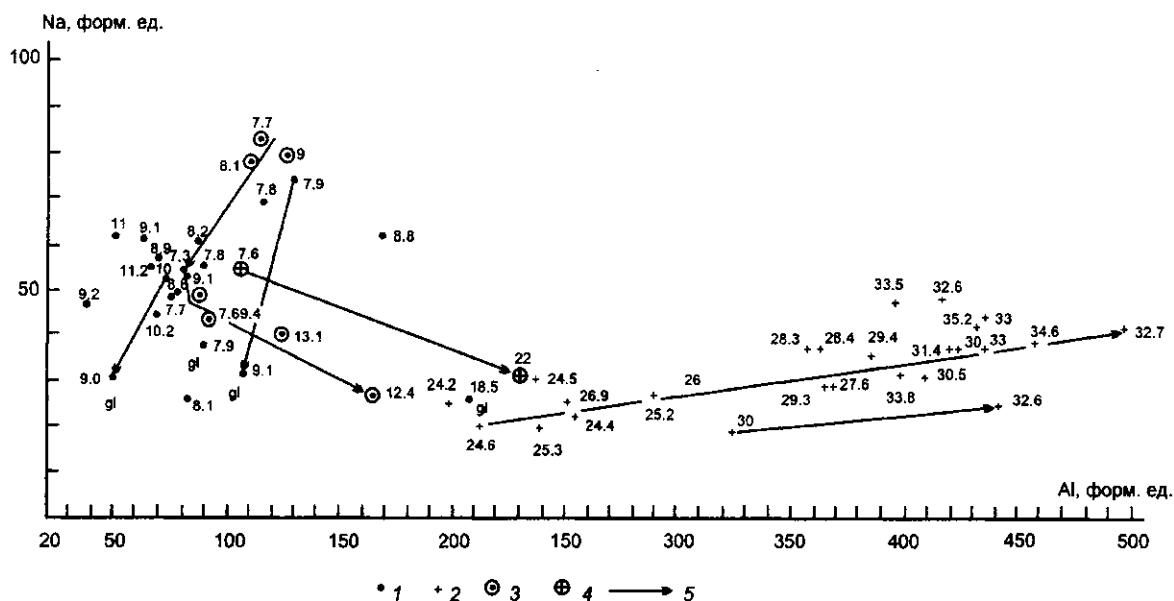


Рис. 63. Диаграмма Na – Al для клинопироксенов из ксенолита гарцбургита, мегакриста хромдиопсида и вмещающих базанитов 1–4 – клинопироксены из: 1–2 гарцбургита – внутри ксенолита (1) и на контакте с вмещающей породой (2), 3 – базанита, 4 – мегакриста; 5 – изменение состава минерала в одном зерне (центр–край); gl – состав клинопироксена на контакте со стеклом. Цифрами показана железистость минерала

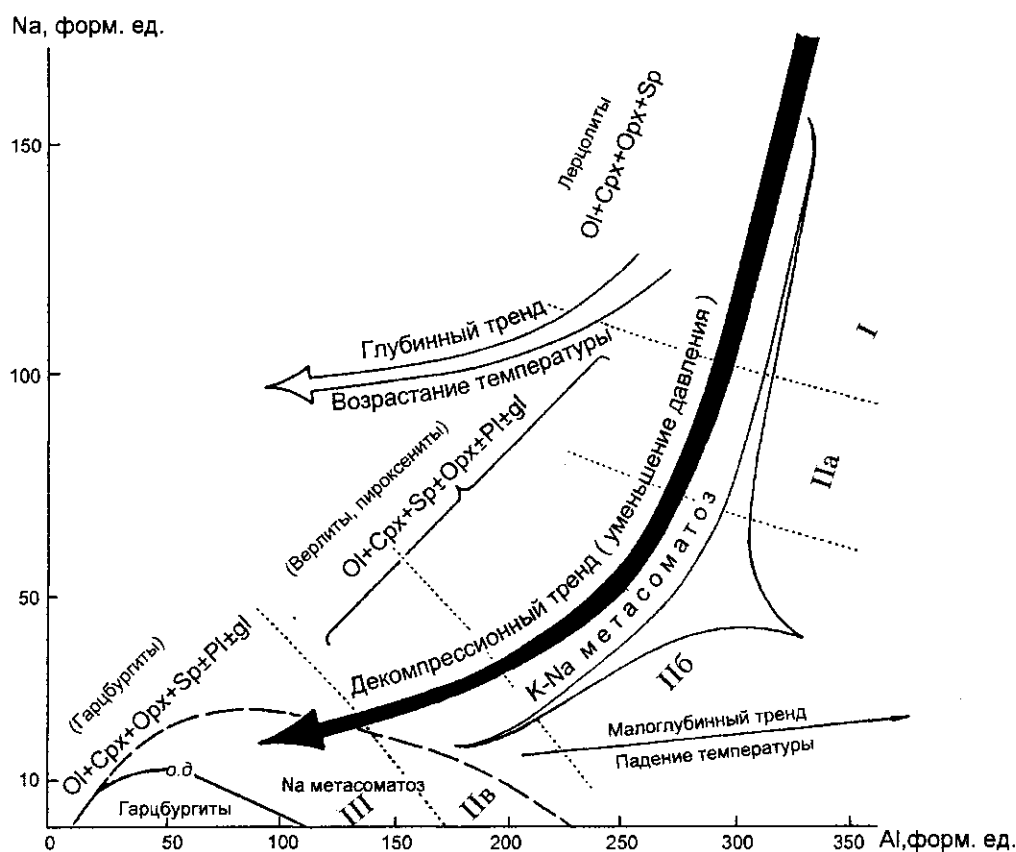


Рис. 64. Обобщенная диаграмма Na – Al характера эволюции клинопироксенов в ксенолитах ультрамафитов
Объяснение в тексте

турами распада в клинопироксене. Исчезновение ортопироксена на второй стадии эволюции включений объясняется проявлением здесь щелочного плавления и калиевого метасоматоза. Как известно [Добрецов и др., 1971; Магматические горные породы, 1984], ортопироксен в щелочных породах отсутствует. Возникновение второй промежуточной зоны (IIIb на рисунках 57 и 58) со структурами распада в пироксенах, так же как и некоторое расширение поля устойчивости ортопироксена (гарцбургитовая стадия) можно объяснить резким возрастанием магнезиальности системы, при котором взаимная растворимость орто- и клинопироксенов уменьшается [Добрецов и др., 1971, с.227]. В общем плане, декомпрессионная перекристаллизация (переход к гарцбургитовой ассоциации) и щелочной метасоматоз (образование оливин-клинопироксеновой ассоциации) выступают как два конкурирующих процесса, не всегда совпадающих во времени. Интерпретация суммарной картины эволюции составов клинопироксенов ультраосновных включений представлена на рисунке 64.

5.2.2. Группа “зеленых” пироксенитов

Как видно на рисунках 65 и 66, тренды изменения составов клинопироксенов резко отличаются как по наклону, так и по направлению от тех векторов, которые характеризуют изменение составов подобных минералов в ксенолитах уже рассмотренной группы. Вместе с тем они весьма напоминают обычные температурные тренды клинопироксенов вулканических пород (см. рис.63 и рис.67). Если учесть, что “зеленые” пироксениты нередко имеют порфировидные (кумулятивные) структуры, то для объяснения этих особенностей следует, вероятно, привлекать обычные процессы кристаллизационной дифференциации на разных уровнях глубинности. Подобные представления о генезисе пироксенитов разделяются сейчас многими исследователями [Frey, Prinz, 1978; Frey, 1980; Menzies, 1983; Sen, 1983; Griffin et al., 1984]. По данным термобарометрии [Gasparik, 1984], они могли образоваться при давлении от 18 до 27 kb и температурах от 1160 до 1500°C. В “зеленых” пироксенитах также появляются участки

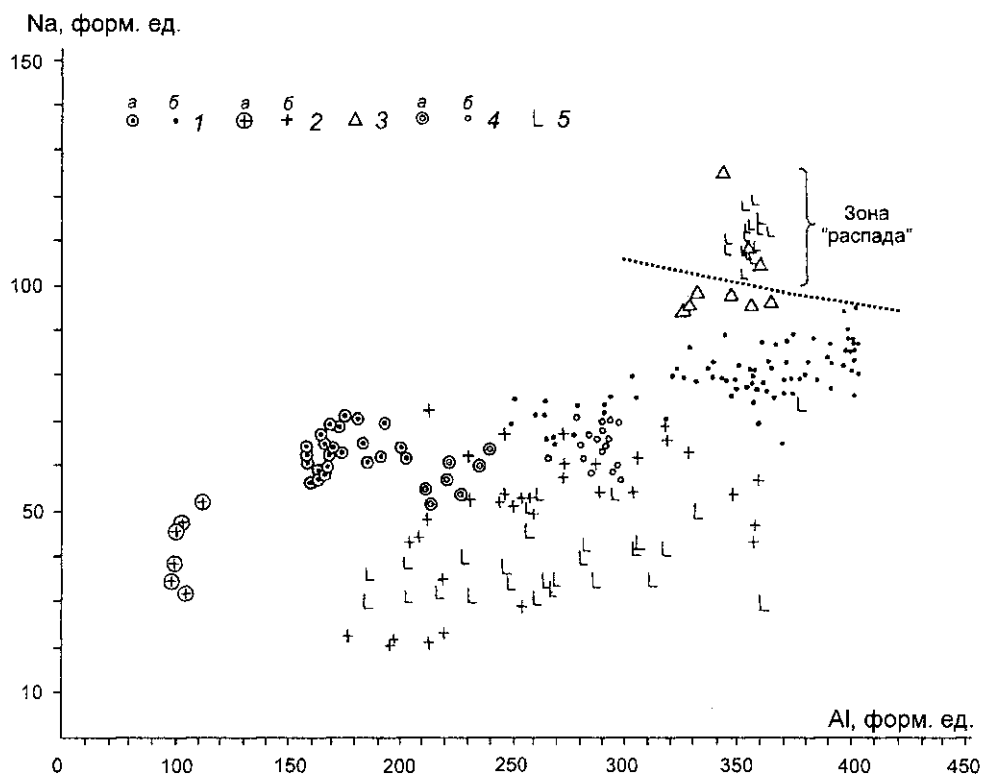


Рис. 65. Диаграмма Na – Al для клинопироксенов из “зеленых” пироксенитов и сложных по составу ксенолитов

1 – пироксеновый оливинит (а) и соседствующий с ним клинопироксенит (б), обр.40/16; 2 – гарцбургит (а) и соседствующий с ним клинопироксенит (б), обр.36/16; 3 – вебстерит, обр.793; 4 – пироксеновый оливинит (а) и соседствующий с ним клинопироксенит, обр.42/1-90; 5 – вебстерит, обр. Б-2.

1-2 – в базальтоидах Вьетнама; 3-5 – в базанитах мыса Наварин

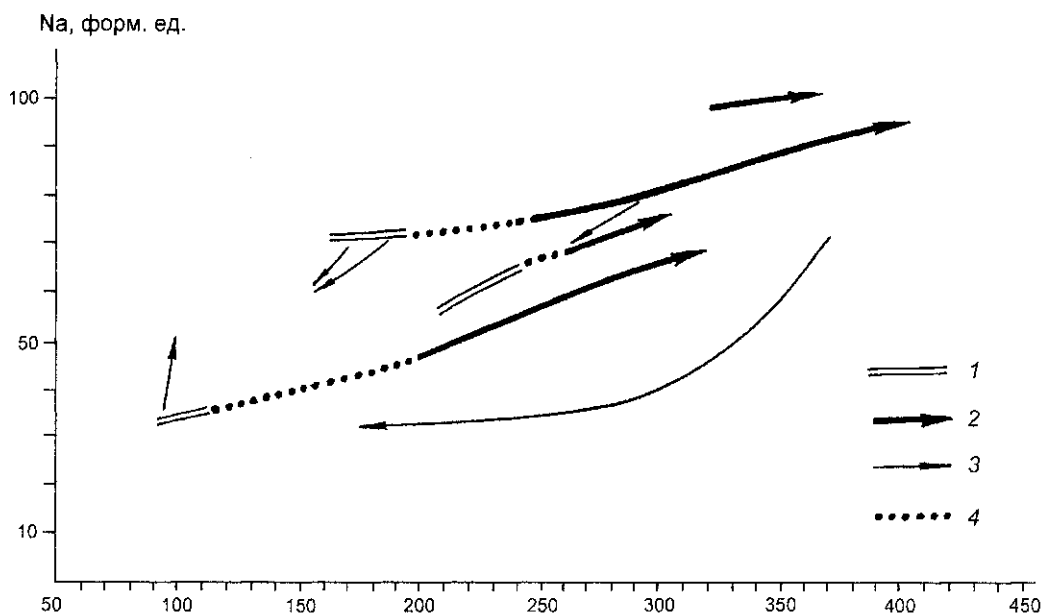


Рис. 66. Предполагаемые тренды эволюции составов клинопироксенов ксенолитов “зеленых” пироксенитов (по данным рис.65)

1 – ультраосновная часть сложных включений; 2-3 – тренды изменения составов клинопироксенов в пироксенитах: 2 – температурные, 3 – декомпрессионные; 4 – предполагаемое изменение составов на границе ультрамафит-пироксенит

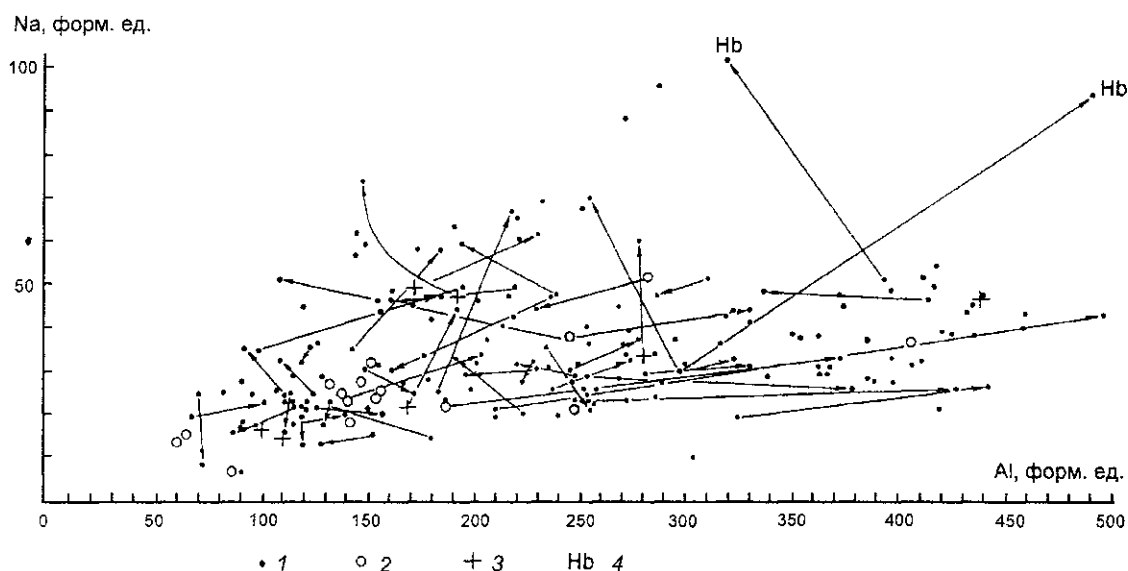


Рис. 67. Диаграмма Na – Al для клинопироксенов из различных типов вулканических пород Вьетнама
1 – микролиты; 2 – включения; 3 – субферроксиды; 4 – состав минерала на границе с амфиболом. Стрелками показано изменение состава (центр–край)

декомпрессионного плавления и перекристаллизации с обычным характером эволюции клинопироксенов (уменьшение натровости и глиноземности при приближении к стеклу). Оценка соответствующих параметров здесь дает значения: $P=2-6$ kb и $T=1070-1100^{\circ}\text{C}$.

5.2.3. Группа “черных” пироксенитов

Эволюция составов клинопироксенов “черных” пироксенитов происходит с возрастанием железистости в неизменных разностях от 16–19 до 30–36%. Тренды изменения составов в координатах Na–Al при этом весьма напоминают таковые для группы “зеленых” пироксенитов и сходны с температурными трендами для соответствующей кристаллической фазы вулканитов (рис.68). Несколько усложняют картину стрелки, характеризующие изменение состава клинопироксена при приближении к стеклу и на его границе. В клинопироксене при этом уменьшается содержание Na и Al и обычно возрастает магнезиальность (на 5–7%). Однако в ряде случаев последняя при приближении к стеклу не меняется или даже возрастает. Это наблюдается в тех участках, где в результате плавления клинопироксен распадается на оливин и ортопироксен. Интересно отметить, что в зонах интенсивного калиевого метасоматоза (см. рис.67, обр.9/3а), на границе с флогопитом глиноземи-

стость и натровость вновь образованных генераций клинопироксена такая же, а железистость на 3–4% выше, чем в подобных генерациях, образовавшихся в условиях водного плавления или натрового метасоматоза (с амфиболом). По вопросу о генезисе “черных” пироксенитов существуют такие же представления, как и в отношении “зеленых” пироксенитов [Irving, 1980; Menzies, 1983]. Для них получены данные термобарометрии: $P=15-21$ kb, $T=1320-1440^{\circ}\text{C}$.

Подведем некоторые итоги.

1. Основным процессом, влияющим на изменение состава ультраосновных включений, является их декомпрессионное преобразование, осложненное метасоматическими изменениями. Многообразие составов пироксенитов связано с их температурной дифференциацией.

2. Эволюционный подход к изучению материала ксенолитов позволяет реконструировать стадийное положение включений ультрамафитов в различных регионах переходной области. Наблюдаемая в одном образце ксенолита картина его декомпрессионного преобразования повторяется затем фрагментарно при исследовании ассоциаций включений в различных регионах рассматриваемой переходной области. Так, ксенолиты тыловой зоны окраинно-континентального рифтогенеза относятся к лерцолитовой стадии эволюции этих образований. Включения в вулканитах промежуточной зоны соответствуют клинопироксен-

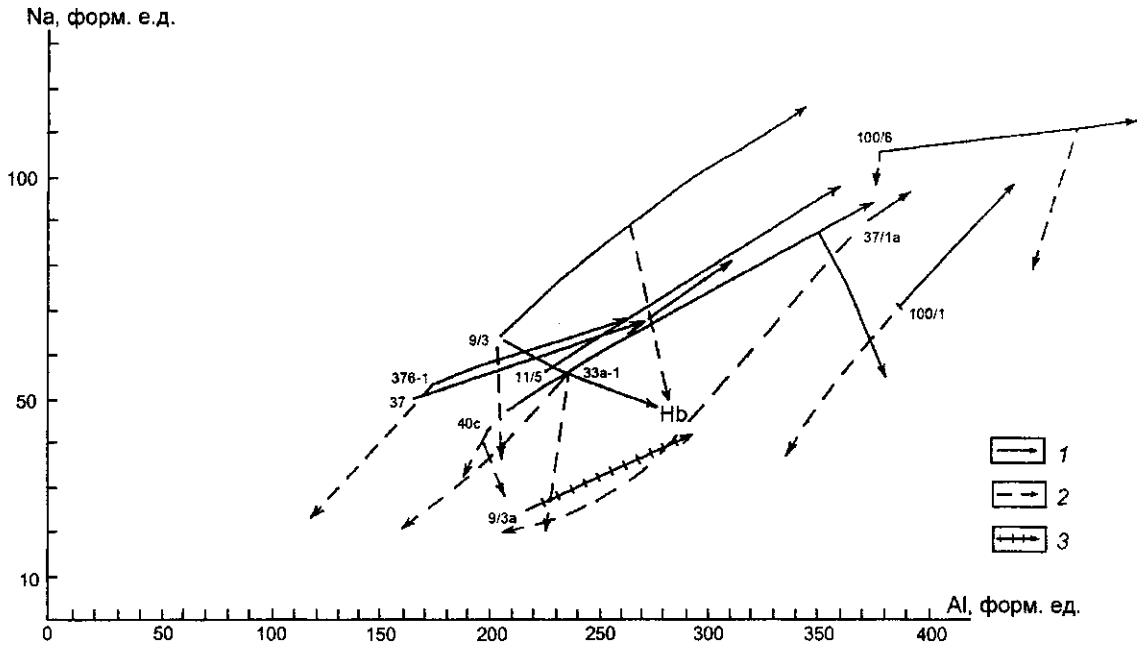


Рис.68. Предполагаемые тренды эволюции составов клинопироксенов "черных" пироксенитов

1 – первичные (температурные) тренды изменения составов; 2 – вторичные тренды декомпрессионного плавления и перекристаллизации; 3 – изменение составов в ходе щелочного метасоматоза и плавления. Цифры – номера образцов. Hb – состав пироксенов на границе с амфиболом

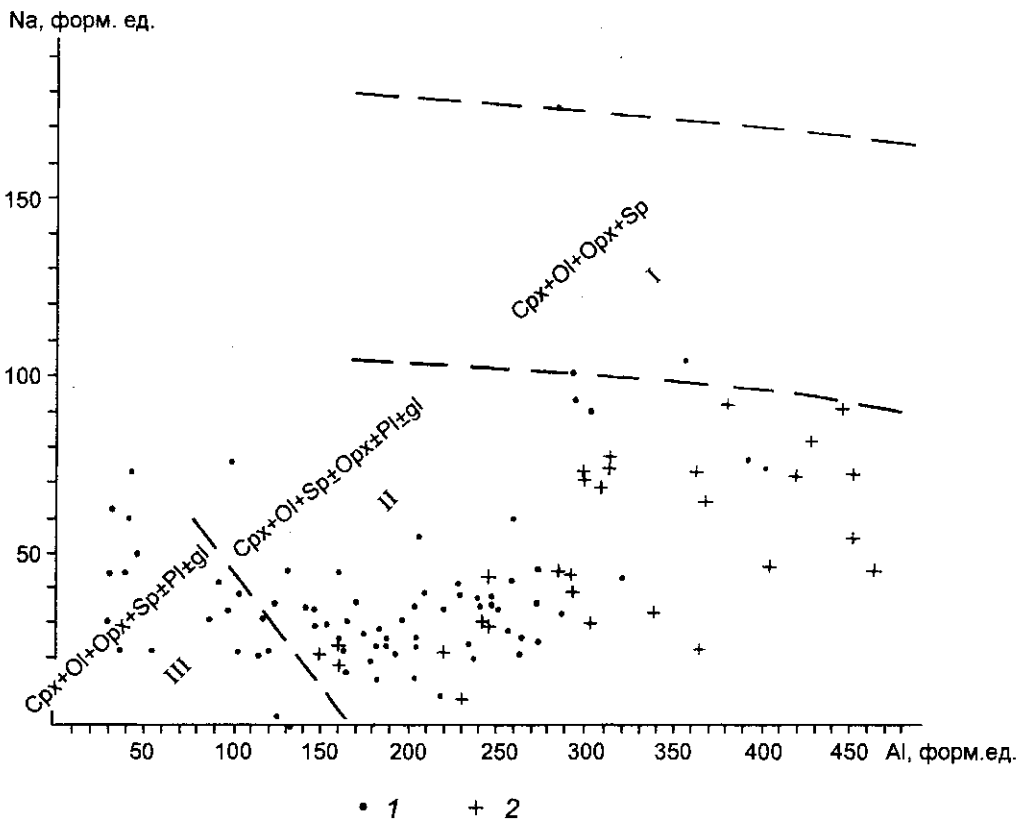


Рис.69. Диаграмма Na – Al для клинопироксенов из ксенолитов ультрамафитов на границе со стеклом

Состав вкрапленников: 1 – в лерцолитах, оливинитах и гарцбургитах, 2 – в "черных" пироксенитах. I, II, III – стадии эволюции в соответствии с рис.59

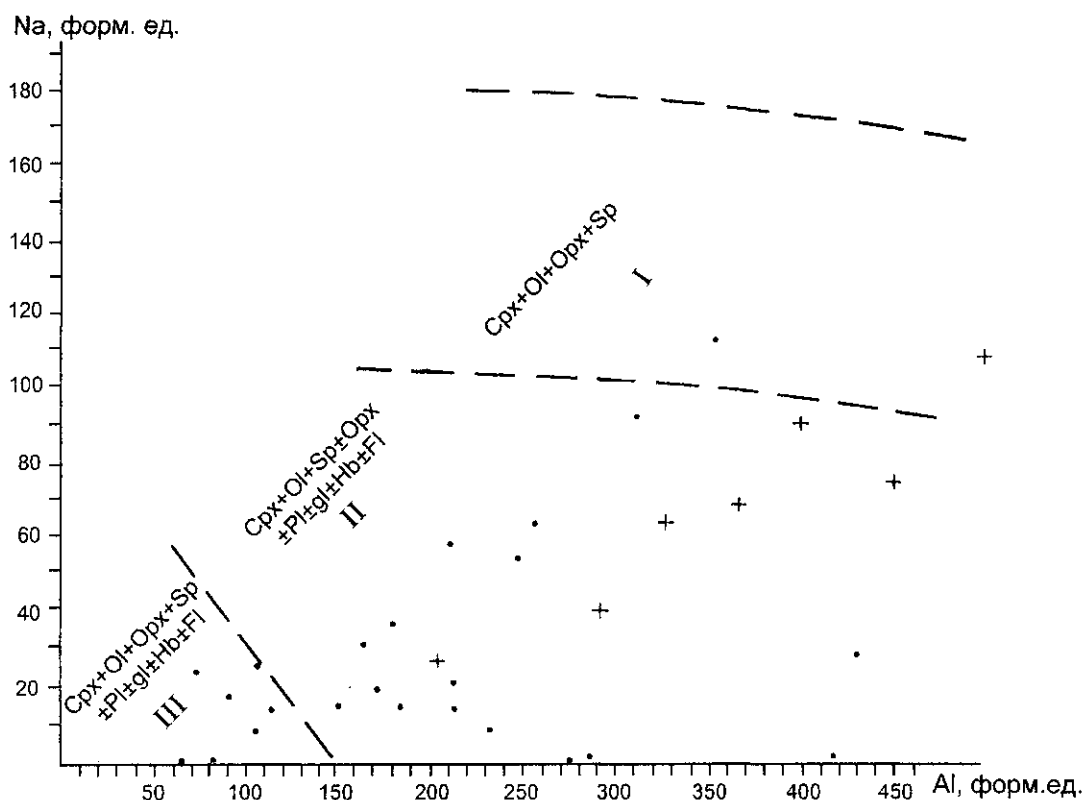


Рис.70. Диаграмма Na–Al для клинопироксенов из ксенолитов ультрамафитов на границе с амфиболом или флогопитом
Условные обозначения те же, что на рис.69

оливинитовой (верлитовой), а фронтальной зоны активного островодужного вулканизма – гарцбургитовой стадии их эволюции.

3. Ультраосновные включения и состав их минералов можно использовать в качестве своеобразного репера для фациальной диагностики условий возникновения магматических расплавов и метасоматических процессов. Как видно на рисунке 69, стекловатая фаза при плавлении ультраосновных ксенолитов возникает только на промежуточной стадии их эволюции в парагенезисе с плагиоклазом и ортоклазом. То же можно сказать и о проявлении процессов щелочного “мантийного” метасоматоза на основании анализов состава клинопироксенов включений на границах с амфиболом и флогопитом (рис.70.)

Следовательно, оба эти процесса: возникновение андезит-риолитовых щелочных расплавов и щелочной метасоматоз проявляются (по крайней мере, в пределах рассматриваемой области) на сравнительно небольших глубинах в связи с переходом к условиям плагиоклазового равновесия.

5.3. ВКЛЮЧЕНИЯ В ВУЛКАНИТАХ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ПЕРЕХОДНОЙ ОБЛАСТИ МЕЖДУ ТИХИМ ОКЕАНОМ И АЗИАТСКИМ МАТЕРИКОМ

Рассмотрим особенности проявления базит-гипербазитовых ксенолитов в вулканитах различных геодинамических обстановок в той последовательности, как это отражено в таблице 39.

5.3.1. Тип вулканизма, структурное положение и особенности его проявления

Рассматриваемая область в геодинамическом плане характеризует переход: континентальная окраина – островная дуга. Проявления вулканизма Вьетнама структурно приурочены к окраинно-

Таблица 39. Особенности проявления и состав ксенолитов ультрамафитов в вулканитах переходной области Тихий океан – Азиатская окраина

Особенности проявления и состав ксенолитов	Ю.Вьетнам	м. Наварин	р. Валоваям
1. Тип вулканизма и структурное положение	Внутриплитный Окраинно-континентальная рифтовая зона	Внутриплитный геохимический Континентальная окраина	
2. Возраст вулканизма	Четвертичный – до современного	Раннечетвертичный	Позднемиоценовый
3. Петрохимический тип содержащих включения вулканитов	Высокотитанистые толеиты, щелочные оливниновые базальты, базаниты	Базаниты	
4. Размеры включений	В конусах до 40–50 см, в потоках до 2–3 см	В конусах до 40 см, в некках 10–20 см, в потоках 3–8 см	В конусах до 30–40 см, в дайке 1–2 см
5. Состав включений (об. %) шпинелевые лерцолиты дуниты гарцбургиты "зеленые" пироксениты, верлиты, вебстериты "черные" пироксениты габброиды другие типы	95–100 ед. обр. ед. обр. 1–3 1–2 ед. обр. Плавленные кварц-полевошпатовые образования, пироксенит с пиропом	90–95 ед. обр. ед. обр. ед. обр. нет ед. обр. Плавленные полевошпатовые образования	25 ед. обр. ед. обр. 40–45 30–35 ед. обр. нет
7. Мегакристы	Оливин, титан-авгит до 2–3 см, анортклаз до 10–12 см, плагиоклаз – первые сантиметры, шпинель, гранат, циркон	Титан-авгит до 10 см, ортопироксен до 5–8 см, плагиоклаз до 1–2 см, оливин, шпинель	Оливин, титан-авгит, герцинит, плагиоклаз, титаномагнетит, микроильменит
8. Структурные особенности включений	Равномернозернистые, редко протогранулярные, порфирокластовые, вторично перекристаллизованные	Равномернозернистые с зонами перекристаллизации	
9. Фацциальное положение включений	Фашия шпинелевых лерцолитов	Переход от шпинель-лерцолитовой к плагиоклазовой фашии	

Примечание. ед. обр. – единичные образцы

континентальной рифтовой зоне и по своим вещественным характеристикам не отличимы от обычного внутриплитного вулканизма континентальных рифтовых зон с преобладанием низко- или умереннотитанистых толеитов, а также пород промежуточного типа: гавайитов, муджиеритов. Ксенолитсодержащими здесь являются базаниты, а также щелочные оливниновые базальты. Первые тяготеют, как правило, к верхам разрезов покровных образований. Вторые распространены в виде многочисленных шлаковых и шлаково-лавовых конусов в континентальной части этого района, но были встречены и в составе подводных шлаковых конусов вулканической группы Иль-де-Цендр. С покровными базанитами иногда ассоциируют ксенолитсодержащие высокотитанистые толеиты. Как видно из таблицы 40, несмотря на варьирующую щелочность, покровные базальты характеризуются большей магниальностью и кальциевостью, а также меньшей глиноземистостью,

чем щелочные оливниновые базальты конусов. Они также заметно недосыщены SiO_2 .

Континентальная окраина представлена тремя районами проявления вулканизма внутриплитного геохимического типа: мыс Наварин – р.Валоваям – район вулкана Бакенинг.

Вулканиты мыса Наварин сопоставимы с образованиями окраинно-континентального рифта, хотя и обладают некоторыми необычными для этих проявлений признаками. Они представлены высокотитанистыми базанитами, однако толеиты (в том числе титанистые) и породы промежуточного типа здесь отсутствуют. Один и тот же петрохимический тип базанитов встречается в различных формах проявления (в покровах, некках, шлаковых и лавово-шлаковых конусах). Однако отмеченная для предыдущего района закономерность (за исключением CaO) наблюдается и здесь: покровные базальты гораздо более магниальны, чем вулканиты некков и конусов, вместе с их меньшей

таблица 39 (окончание)

Особенности проявления и состав ксенолитов	район вулкана Бакенинг	Вулканы Авачинский, Ключевской, Харчинский	Острова Чиринкотан, Броутона (Курилы)
1. Тип вулканизма и структурное положение	Внутриплитный геохимический Континентальная окраина	Субдукционный Активная континентальная окраина	Субдукционный Островная дуга
2. Возраст вулканизма	Плиоцен – раннечетвертичный	Современный	
3. Петрохимический тип содержащих включения вулканитов	Щелочные оливиновые базальты	От базальтов до андезитов с варьирующей щелочностью	
4. Размеры включений	В потоке 10–15 см	В пемзово-пирокластических выбросах до 15–20 см	В базальтах до 3 см, в андезитах до 7–10 см
5. Состав включений (об. %) шпинелевые лерцолиты дуниты гарцбургиты “зеленые” пироксениты, вердиты, вебстериты “черные” пироксениты габброиды другие типы	нет ед. обр. ед. обр. 90-95 5–10 нет Ед. обр. плавленного гранодиорита	ед. обр. 10 70-80 10-15 нет 10 Кортландиты, горблендиты, коровые ксенолиты мелового фундамента	5 ед. обр. 5 ед. обр. нет 90 Кристаллические сланцы, амфиболиты
7. Мегакристы	Оливин, титан-авгит, шпинель, плагиоклаз	Хромдиопсид до 10 см, оливин, авгит, амфибол до 1-2 см	Не обнаружены
8. Структурные особенности включений	Порфирокластовые, вторично перекристаллизованные, равномернозернистые	Перекристаллизованные, линзовидно-полосчатые, сланцеватые, равномернозернистые	Равномернозернистые, крупнозернистые
9. Фаціальное положение включений	Переход от шпинель-лерцолитовой к плагиоклазовой фации	Плагиоклазовая фация	

глиноземистостью и недосыщенностью SiO_2 . Эти отличия, правда, не столь контрастны, как для соответствующих проявлений Вьетнама.

В бассейне р. Валаоваям высокотитанистые базаниты встречены в виде экзотических образований среди вулканитов известково-щелочного типа, обычного для островных дуг. В этом районе наблюдается та же закономерность изменения составов в различных формах проявления вулканизма: вулканиты потока и дайки более магниезильны, содержат больше CaO , но обеднены Al_2O_3 по сравнению с базальтами шлакового конуса. Содержание SiO_2 в потоке, правда, несколько выше, чем в базанитах конуса.

В районе вулкана Бакенинг ксенолитсодержащие вулканиты были встречены в покрове щелочных базальтов, которые наряду с вулканогенно-обломочными известково-щелочными вулканитами островодужного типа развиты в его фундаменте. По своим петрохимическим характе-

ристикам эти вулканиты близки к так называемому внутриплитному типу базальтов, развитому в некоторых островодужных системах [Колосков и др., 1997], и, вероятно, характеризуют этап относительной стабилизации региона. Вместе с тем, в рассматриваемом ряду проявлений вулканизма внутриплитного геохимического типа эти образования наиболее приближены к островодужному типу.

Субдукционный (островодужный) тип ксенолитсодержащих вулканитов в рассматриваемой области представлен тремя вулканами Камчатки (Авачинский, Ключевской, Харчинский), которая также отнесена к активной континентальной окраине, и двумя островами Курильской островной дуги (Чиринкотан и Броутона). Вулканические породы имеют достаточно пестрый состав с меняющимися щелочностью, глиноземистостью и магниезильностью (см. табл.40). При этом какая-либо зависимость их химизма от условий локализации не установлена.

Таблица 40. Состав вулканитов, содержащих гипербазитовые включения

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
№ пробы	507/3	Среднее из 2	Среднее из 6	Среднее из 6	Среднее из 7	Б-1	Б-2	55-90
Характер проявления	Покровы			Конуса		Бомбы		Поток
SiO ₂	42.30	43.71	44.97	50.74	47.33	46.58	44.84	44.44
TiO ₂	2.72	3.63	2.55	2.62	2.20	1.96	1.92	2.40
Al ₂ O ₃	12.57	12.94	13.50	14.65	15.36	11.01	11.44	12.34
Fe ₂ O ₃	3.98	6.47	4.66	7.42	2.80	9.81	8.81	2.72
FeO	11.07	6.84	8.21	4.87	9.60	1.78	2.5	9.10
MnO	0.27	0.14	0.16	0.15	0.15	0.17	0.16	0.07
MgO	12.48	11.42	10.87	6.55	6.64	16.28	16.16	14.14
CaO	10.06	10.76	9.53	7.49	7.87	6.20	6.90	7.92
Na ₂ O	3.28	1.92	2.78	3.02	4.31	2.38	3.32	3.87
K ₂ O	0.75	1.68	2.14	1.93	3.06	1.47	1.58	2.17
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	0.90	0.92	0.36
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	0.90	0.74	н.о.
P ₂ O ₅	0.53	0.48	0.64	0.56	0.60	0.66	0.74	0.82
F	36.64	32.39	34.74	41.31	47.85	17.6	18.34	29.06
V	-	-	-	202	188	160	160	170
Cr	313	-	259	182	254	700	600	485
Ni	296	275	240	189	114	570	530	380
Co	-	-	-	46	35	45	40	40
Rb	85	90	102	-	49	20	22	32
Sr	903	785	791	-	768	570	630	681
Y	32	27	25	-	20	32	24	25
Zr	310	326	314	-	305	140	200	233
Nb	69	-	71	56	67	45	51	52
Ba	899	812	646	780	763	400	420	403
La	57.6	51	62.1	-	56.4	32	37	38
Ce	107	-	118	-	110	66	77	81
Nd	51.9	-	57	-	47	29	36	36
Sm	8.7	-	11	-	8.3	5.7	6.6	6.9
Eu	2.94	-	3.37	-	2.78	1.9	2.2	2.3
Tb	-	-	-	-	-	0.78	1.0	1.0
Yb	1.7	-	2.0	-	1.6	1.5	1.7	1.5
Lu	0.17	-	0.24	-	0.13	0.19	0.23	0.21

Примечание. 1-5 – Вьетнам; 6-12 – мыс Наварин; 13-15 – р.Валовая; 16-18 – район вулкана Бакенинг; 19-21 – Авачинский вулкан; 22 – вулкан Харчинский; 23 – подводный вулкан вблизи о.Брутона; 24 – вулкан Чиринкотан.

Использованы неопубликованные данные Л.И.Базановой (19-21) и П.К.Кеpezжинска (13,17).

Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН, аналитики Г.В.Лец, Т.Г.Осетрова, Г.Ф.Князева. Микроэлементы определены методом атомно-абсорбционной спектроскопии в ИГЕМ РАН и ИЛС РАН, инструментальным нейтронно-активационным методом в ГИН РАН.

F – железистость (мол. %). * Все железо в виде Fe₂O₃.

Геохимические особенности ксенолитсодержащих вулканитов в ряду Вьетнам – мыс Наварин – р.Валовая – район Бакенинг – вулканы Камчатки и Курил – также закономерно меняются, отражая, с одной стороны, специфику их вещественного состава, а с другой стороны, особенности тектонического положения. Весьма показательны изменения содержания так называемых индикаторных элементов и их соотношений (Zr, Nb, Ta, La/Yb и др.). На примере Nb эти закономерности иллюстрируются рисунком 71. Фигуративные точки концентраций этого элемента в ксенолитсодержащих вулканитах Вьетнама целиком располагаются в поле внутриплитных проявлений вулканизма континентальных областей и характеризуются обычным для

этих образований трендом рассеивания с небольшими колебаниями значений для Nb и существенными для K. Точки для вулканитов внутриплитного геохимического типа при близкой калиевой щелочности в значительной степени смещены в сторону поля камчатских островодужных вулканитов (в том числе и ксенолитсодержащих). Причем это смещение наиболее четко проявлено для субщелочных базальтов плато вулкана Бакенинг. Аналогичная картина наблюдается на диаграмме (рис.72). При близкой калиевой щелочности отношение La/Yb в том же ряду смещается от значений, характерных для континентальных ксенолитсодержащих вулканитов, в направлении поля островодужных вулканических пород.

таблица 40 (продолжение)

№ п.п.	9	10	11	12	13	14	15	16
№ пробы	763	22-90	54-90	772	VAL-55	8711/1	8710	92-23/1
Характер проявления	Потоки		Некки		Поток	Дайка	Конус	Поток
SiO ₂	45.10	45.91	47.88	46.12	48.08	46.68	47.14	49.23
TiO ₂	2.45	2.68	2.52	3.06	2.03	2.49	2.34	1.41
Al ₂ O ₃	11.54	13.85	13.90	14.00	15.89	15.52	16.75	17.79
Fe ₂ O ₃	1.56	3.50	1.79	2.27	10.20*	3.06	3.5	4.22
FeO	9.28	8.64	9.94	9.25	—	6.94	6.55	5.76
MnO	0.16	0.15	0.15	0.17	0.16	0.21	0.1	0.16
MgO	14.78	8.76	9.34	8.16	8.51	8.31	7.65	7.76
CaO	7.60	8.40	8.36	8.74	9.67	9.72	8.66	7.80
Na ₂ O	3.43	4.13	3.46	4.10	3.01	3.17	3.68	3.55
K ₂ O	1.58	2.12	1.87	2.45	1.96	2.30	2.21	1.58
H ₂ O ⁻	0.32	0.26	0.28	0.20	—	0.50	0.56	0.27
H ₂ O ⁺	0.87	0.62	н.о.	0.32	—	0.53	0.14	н.о.
P ₂ O ₅	0.83	0.76	0.60	0.95	0.50	0.58	0.55	0.39
F	27.49	39.56	39.22	41.38	23.24	35.97	37.31	35.65
V	172	—	220	218	281	—	244	—
Cr	750	—	230	600	339	—	315	240
Ni	540	—	230	115	136	147	122	—
Co	55	—	35	51	—	24	—	36
Rb	30	36	29	38	22	31	34	7
Sr	665	658	535	756	667	668	743	383
Y	24	23	26	26	22	27	24	31
Zr	227	233	210	254	162	190	209	125
Nb	49	52	40	57	32.1	—	37	7
Ba	465	505	397	583	448	447	430	—
La	25	—	31	50	25	27	29.4	21
Ce	44	—	65	77	49.3	54	56.6	49
Nd	—	—	33	—	23.1	—	30.1	27
Sm	4.0	—	6.60	8.3	4.6	—	5.7	6.6
Eu	1.3	—	2.20	2.1	1.58	—	1.97	2.2
Tb	0.84	—	1.10	1.6	—	—	—	1.1
Yb	0.78	—	1.80	2.0	2	—	2.2	2.6
Lu	0.1	—	0.27	0.30	0.3	—	0.34	0.39

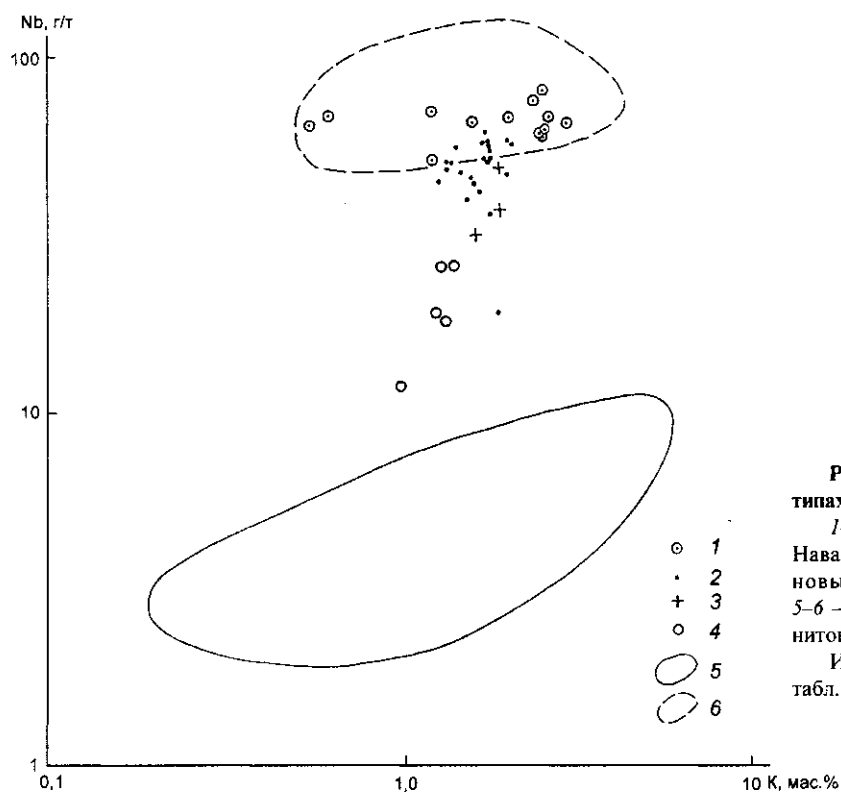


Рис. 71. Соотношение Nb и K в различных типах вулканитов переходной области

1-3 - базаниты: 1 - Вьетнама, 2 - мыса Наварин, 3 - р.Валовая; 4 - щелочные оливковые базальты района вулкана Бакенинг; 5-6 - поля составов: 5 - внутриплитных вулканитов, 6 - островодужных вулканитов Камчатки.

Использованы литературные данные (см. табл.30)

таблица 40 (окончание)

№ п.п.	17	18	19	20	21	22	23	24
№ пробы	ВАК-48	92-23/2	91-149/6	89-161/10	91-149/13	8846	В-15-43/1	В-11-536
Характер проявления	Потоки		Пемзовый горизонт			Дайка	Поток (?)	Поток (?)
SiO ₂	49.80	48.01	52.83	56.4	58.38	52.26	49.98	59.65
TiO ₂	1.42	1.56	0.96	0.81	0.83	0.77	0.9	0.57
Al ₂ O ₃	16.6	17.65	18.26	18.51	18.39	15.71	17.38	17.4
Fe ₂ O ₃	10.3*	6.23	3.81	3.17	3.04	5.15	2.27	2.81
FeO	-	4.22	5.18	4.26	3.91	2.21	5.76	3.05
MnO	0.19	0.17	0.16	0.22	0.18	0.08	0.18	0.18
MgO	7.25	7.84	5.28	3.36	2.54	8.92	8.59	3.07
CaO	8	8.36	10.02	8.56	7.94	7.64	10.11	7.34
Na ₂ O	3.95	3.5	2.84	3.06	3.06	2.15	3.27	3.7
K ₂ O	1.54	1.58	0.55	0.72	0.84	3.52	1.28	2.1
H ₂ O ⁻	-	0.34	0.27	0.27	0.3	0.54	-	-
H ₂ O ⁺	-	0.26	0.18	0.8	0.75	-	-	-
P ₂ O ₅	0.51	0.36	0.12	0.2	0.27	0.34	0.18	-
F	26.41	33.46	42.29	48.71	53.84	22.19	33.77	50.52
V	200	-	167	-	147	208	-	-
Cr	260	250	40	9	13	356	1092	8
Ni	132	-	25	-	18	191	-	3
Co	-	37	25	18	15	34.7	46.1	-
Rb	17.4	31	9	6	11	-	20	-
Sr	700	305	420	-	370	1089	-	-
Y	30	39	-	-	-	22	-	-
Zr	172	128	-	-	-	108	-	-
Nb	26	18	-	-	-	2.7	-	-
Ba	288	-	228	278	282	1284	170	-
La	22	19	4.44	5.19	5.51	24.71	8.87	-
Ce	49	44	11.4	12.7	13.6	60.41	20.4	-
Nd	31	24	6.9	8.5	8.3	37.3	12	-
Sm	-	6.1	2.68	2.74	2.57	7.67	3.37	-
Eu	2.05	2.1	0.9	0.9	0.86	1.82	1.04	-
Tb	-	1.1	0.5	0.53	0.48	0.69	0.53	-
Yb	2.5	2.5	2.08	1.99	1.97	1.44	1.76	-
Lu	-	0.40	0.312	0.306	0.285	0.2	0.265	-

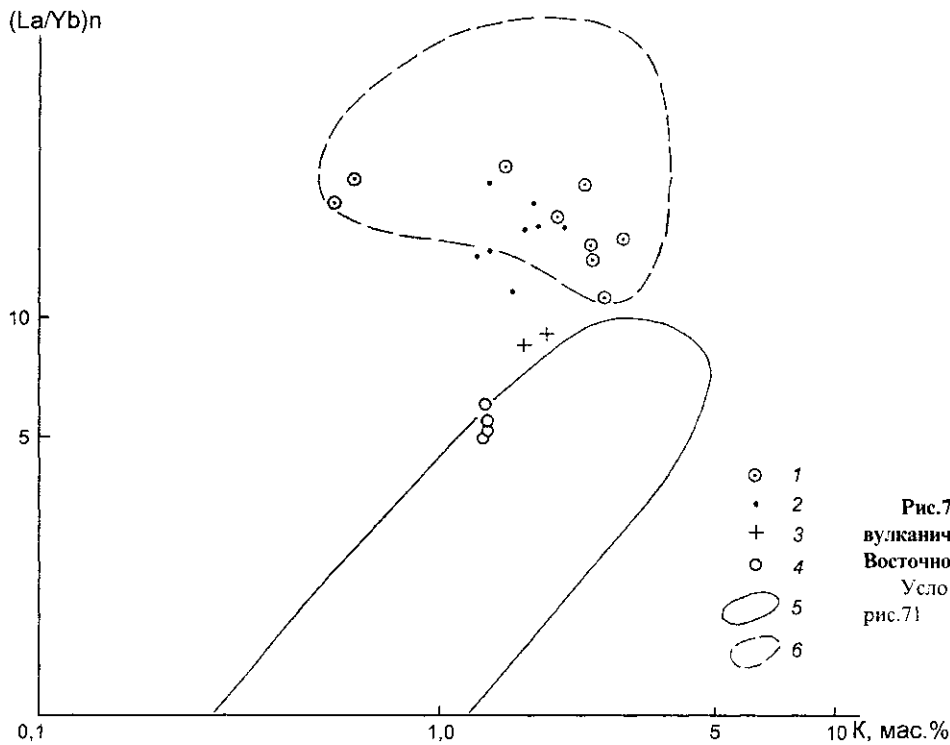


Рис.72. Соотношение (La/Yb)_n и К для вулканических пород различных регионов Восточно-Азиатской окраины. Условные обозначения те же, что на рис.71

5.3.2. Особенности проявления ксенолитов и мегакристов

Особенности проявления, соотношение типов

В рассматриваемом ряду меняется тип ксенолитов, их состав, минералогические и структурные особенности (см. табл.39). Так для Вьетнама и мыса Наварин преобладающими включениями ультрамафитов являются обычные четырехминеральные шпинелевые лерцолиты. В вулканитах бассейна р.Валоваям подобные ксенолиты составляют только четверть всей выборки. Наиболее распространены здесь верлиты, клинопироксеновые оливиниты и "зеленые" пироксениты, при значительном развитии также "черных" пироксенитов. В районе вулкана Бакенинг лерцолитовый тип включений вообще отсутствует, а подавляющая масса ксенолитов представлена пироксеновыми оливинитами, верлитами и "зелеными" пироксенитами при незначительной роли "черных"

пироксенитов, гарцбургитов и других типов включений. По набору ксенолитов этот район в какой-то степени сближается с объектами проявления субдукционного вулканизма. Последний характеризуется практически полным отсутствием лерцолитов в составе включений, но широким распространением габброидов и наличием экзотических пород дунит-гарцбургитовой ассоциации. Хотя ксенолиты встречаются во всех формах вулканических проявлений (в потоках, пемзово-пирокластических выбросах, в конусах, некках, дайках, пирокластической экструзивной мантии), наиболее крупные ксенолиты и в наибольшем количестве обнаруживаются в вулканических конусах.

Особенности главных породообразующих минералов

На рисунке 73 в координатах Na-Al показана суммарная картина изменения составов клинопироксенов в ультраосновных ксенолитах для раз-

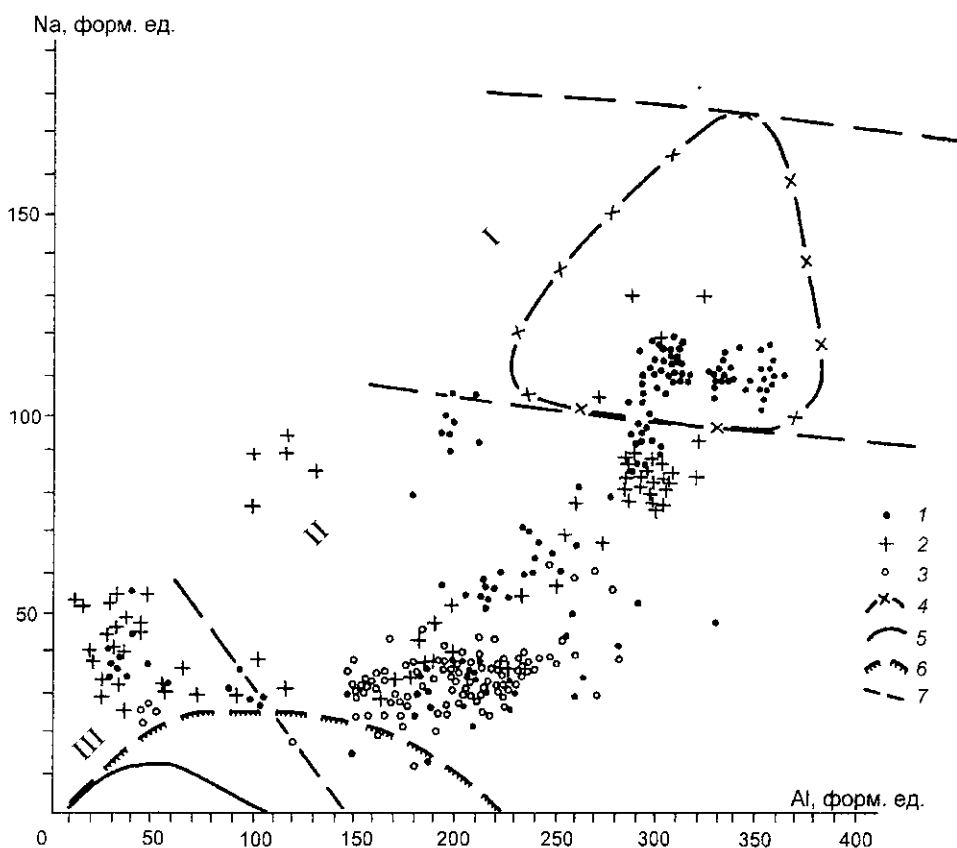


Рис.73. Диаграмма Na-Al для клинопироксенов из ультраосновных ксенолитов в вулканитах, имеющих различное тектоническое положение

1-3 – точки составов клинопироксенов: 1 – мыс Наварин, 2 – р.Валоваям, 3 – район вулкана Бакенинг; 4-6 – поля составов: 4 – наименее перекристаллизованные лерцолиты Вьетнама, 5 – наименее измененные ксенолиты Харчинского и Авачинского вулканов, 6 – амфиболитизированные ксенолиты тех же вулканов; 7 – границы полей различных стадий (I-III) эволюции включений

Таблица 41. Состав клинопироксенов из ультраосновных ксенолитов районов мыса Наварин, р. Валоваям, вулкана Бакенинг для различных стадий их эволюции

Районы Стадии эволюции	м. Наварин						р. Валоваям	
	I		IIa		IIб		I	IIa
	1	2	3	4	5	6	7	8
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51.86	50.55	53.67	52.57	51.38	56.05	50.47	50.97
TiO ₂	0.41	0.66	0.21	0.39	0.45	0.26	1.03	0.89
Al ₂ O ₃	7.17	5.5	4.71	5.09	4.72	0.83	6.97	6.91
FeO*	3.11	4.08	2.18	3.14	3.12	2.81	3.77	3.92
MnO	0.12	н.о.	0.04	0.1	н.о.	0.1	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	0.79	0.73	1.4	0.82	1.09	1.18	0.26	0.48
MgO	14.77	16.57	14.92	15.88	17.08	17.99	16.51	15.74
CaO	20.3	19.63	21.31	21.08	21.39	21.43	19.72	19.87
Na ₂ O	1.63	0.92	1.38	0.52	0.41	0.52	1.7	1.18
Сумма	100.16	98.64	99.82	99.59	99.64	101.17	100.43	99.96
f	10.15	12.15	7.6	9.96	9.3	8.06	11.39	12.27

Примечание. 1 – обр.781(23), некк; 2 – обр.36/11-90(6), подводный канал; 3 – обр.30/90(6), поток; 4 – обр. 22/1-90(2), подводный канал, зона плавления; 5 – обр.55/90(11), поток; 6 – обр.781(5), зона плавления; 7 – обр.8710/3(5), вулканический конус; 8 – обр.8710р(20), вулканический конус; 9 – обр.8710с и 8710/3(9), вулканический конус; 10 – обр.8710г(4), вулканический конус; 11 – обр.8711(4), дайка; 12 – обр.8710/3(11), вулканический конус, зона плавления; 13 – обр.92-23к(8), поток, зона распада; 14 – обр.к-95-23б(2), поток; 15 – обр.92-23к(49), поток; 16 – обр.92-23к(4), поток.

FeO* – суммарное железо

личных регионов переходной области между Тихим океаном и Азиатской окраиной. В рассматриваемом ряду уровень максимального накопления Na в клинопироксенах из наименее перекристаллизованных ксенолитов гипербазитов и их глиноземистость постепенно снижаются. Так, поле составов наименее измененных пироксенов вьетнамских ксенолитов целиком соответствует лерцолитовой стадии (I) их эволюции, что отвечает обычному типу включений для вулканитов континентальных внутриплитных областей. Клинопироксены наименее перекристаллизованных наваринских включений располагаются в нижней части этого поля, а валоваямских и бакенингских

занимают практически только область II, соответствующую клинопироксен-оливинитовой стадии их эволюции. Те же минералы из ксенолитов в субдукционных вулканитах Камчатки располагаются в области, отвечающей гарцбургитовой стадии (III), и частично – в области II.

С другой стороны, на любом из объектов клинопироксены повторяют один и тот же путь эволюции: от высоконатровых и глиноземистых до низконатровых и малоглиноземистых в участках вторичного плавления и перекристаллизации ксенолитов.

В таблицах 41–44 представлены особенности состава минералов ксенолитов из вулканитов

Таблица 42. Состав ортопироксенов из ультраосновных ксенолитов районов мыса Наварин, р. Валоваям, вулкана Бакенинг для различных стадий их эволюции

Районы Стадии эволюции	м. Наварин				р. Валоваям				в. Бакенинг			
	I		IIa		IIб		III		II		III	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	55.69	55.55	55.36	59.83	54.44	57.65	55.18	55.94	55.39	56.32	63.11	55.04
TiO ₂	0.06	0.01	0.06	0.09	0.22	0.02	0.16	0.17	0.04	н.о.	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	5.13	2.73	3.90	0.52	4.70	0.66	4.70	0.29	2.96	0.31	5.20	3.64
FeO*	6.09	5.17	0.08	5.86	7.86	6.52	6.84	9.62	7.97	10.88	11.15	10.98
MnO	0.14	0.06	0.14	0.16	0.16	0.20	н.о.	0.26	0.20	0.22	0.04	0.05
Cr ₂ O ₃	0.39	0.39	0.35	0.37	0.35	0.18	0.35	0.28	0.48	0.19	0.01	0.22
MgO	31.51	33.76	32.04	32.59	30.46	33.11	33.04	30.54	31.44	30.08	29.11	29.71
CaO	0.83	0.50	0.85	1.54	1.07	0.54	0.92	1.68	0.72	1.6	0.57	0.87
Na ₂ O	0.03	н.о.	н.о.	0.01	0.02	0.05	н.о.	0.07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.87	98.17	99.28	100.97	99.28	98.93	101.19	98.85	94.2	99.6	99.23	100.53
f	9.78	7.92	9.63	9.16	12.77	10.23	10.41	15.38	12.45	16.87	17.69	17.18

Примечание. 1 – обр.781(10), некк; 2 – обр.30/90(1), поток; 3 – обр.781 и 42/1-90(7), некки; 4 – обр.781(3), некк, зона плавления; 5 – обр.8710р(4), поток, в полосках распада; 6 – обр.8710/3(3), поток, зона плавления; 7 – обр.8711(3), дайка; 8 – обр.8710л, поток, гарцбургит из зонального ксенолита; 9 – обр.1001/73(2), поток, в полосках распада; 10 – обр.92-23г(2), поток, щелочное плавление; 11 – обр.92-23к(22), поток; 12 – обр.92-23к(5), поток, в полосках распада.

FeO* – суммарное железо

таблица 41 (окончание)

Районы Стадии эволюции	р. Валоваям				вулкан Бакенинг			
	Пб			Пл	П		Пл	
	9	10	11	12	13	14	15	16
№ п. п.								
SiO ₂	52.24	52.78	53.92	54.67	51.72	49.28	51.72	53.92
TiO ₂	0.71	0.22	0.05	0.42	0.24	0.56	0.33	0.28
Al ₂ O ₃	4.3	3.25	2.66	0.92	4.19	6.12	4.99	1.09
FeO*	3.93	3.34	3.14	3.09	5.35	6	5.52	5.56
MnO	0.07	0.1	0.13	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	0.78	1.02	1.32	0.83	0.48	0.23	0.38	0.64
MgO	15.31	15.58	15.53	19.3	15	14.38	15.12	18.08
CaO	22.84	21.25	20.55	20.55	21.67	20.84	21.46	19.34
Na ₂ O	0.52	0.81	1.26	0.62	0.47	0.8	0.49	0.34
Сумма	100.7	98.55	98.56	100.4	99.12	98.21	99.29	99.25
Г	12.79	11.04	10.56	8.24	16.65	18.96	17.02	14.65

внутриплитного геохимического типа (мыс Наварин, р.Валоваям, район вулкана Бакенинг) для различных стадий их эволюции (см. раздел 5.2, рис.61). Клинопироксены лерцолитовой стадии из ксенолитов некков мыса Наварин, в целом, менее натровые, чем в ксенолитах той же степени преобразования из вьетнамских базальтов (см. табл.35, 41). По составу они хорошо сопоставимы с пироксенами из ксенолитов вьетнамских конусов (см. табл.35, №6), но несколько более кальциевые и глиноземистые. Максимальной глиноземистостью и несколько большей кальциевости отличаются и ортопироксены той же стадии эволюции наваринских ксенолитов (см. табл.42). Валоваямские клинопироксены этой же стадии более железистые и титанистые, но менее хромистые и кальциевые и содержат несколько меньше SiO₂, чем наваринские. В ксенолитах из покровов Бакенинга пироксены лерцолитовой стадии отсутствуют, а оливины этой

стадии имеют одинаковую железистость для ксенолитов всех рассматриваемых районов (см. табл.43). Лерцолитовые шпинели мыса Наварин также характеризуются максимальной железистостью (см. табл.44). При этом они обогащены титаном и хромом, но более железистые, чем близкие по содержанию Al₂O₃ шпинели Вьетнама (см. табл.38). Те же минералы из ксенолитов Валоваяма гораздо менее глиноземистые, но содержат больше TiO₂ и Cr₂O₃, чем наваринские шпинели (см. табл.44, №1, 3).

Верлитовая (клинопироксен-оливинитовая) стадия (П) преобразования включений, так же как и во вьетнамских ксенолитах, характеризуется уменьшением глиноземистости пироксенов и шпинелей (см. табл.41, 44). В клинопироксенах при этом уменьшается натровость, обычно возрастает содержание CaO, SiO₂ и Cr₂O₃. Любопытно, что возрастание хромистости этого минерала в нава-

Таблица 43. Состав оливинов из ультраосновных ксенолитов районов мыса Наварин, р. Валоваям, вулкана Бакенинг для различных стадий их эволюции

Районы Стадии эволюции	м. Наварин					р. Валоваям					в. Бакенинг		
	Г	Па	Пб	Пл	Г	Па	Пб			Пл	П	Пл	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ п. п.													
SiO ₂	41.73	40.5	41.18	40.27	41.44	41.16	40.83	40.79	35.49	40.63	41.08	39.75	40.19
FeO*	9.84	10.82	8.35	10.14	9.41	10.56	12.58	12.29	11.28	10.15	10.77	16.16	14.36
MgO	47.9	48.07	49.5	50.03	47.68	45.74	46.9	47.05	47.20	48.35	49.72	44.04	45.45
CaO	0.04	0.12	0.02	0.05	0.09	0.01	0.06	0.18	0.13	0.02	н.о.	0.02	0.01
MnO	0.14	0.05	0.10	0.01	0.13	н.о.	0.01	0.20	0.18	0.18	н.о.	0.09	0.04
NaO	—	0.24	—	0.14	—	0.12	0.26	—	—	—	0.11	0.14	0.18
Сумма	99.65	99.8	99.15	100.64	99.25	100.59	100.64	100.51	98.28	99.33	101.68	100.2	100.23
Г	10.33	11.21	8.65	10.21	9.97	10.84	13.08	12.97	11.39	10.7	10.84	17.07	15.06

Примечание. 1 – обр.781(10), некк; 2 – обр.36/11-90(10), подводящий канал; 3 – обр.30/90(3), поток; 4 – обр.55/90(14), поток; 5 – обр.781(1), некк, зона плавления; 6 – обр.8710/3(2), вулканический конус; 7 – обр.8710-р(14), вулканический конус; 8 – обр.8710с(14), вулканический конус; 9 – обр.8710г(5), вулканический конус; 10 – обр.8711(4), дайка; 11 – обр.8710/3(5), вулканический конус, зона плавления; 12 – обр.92-23г(79), поток; 13 – обр.92-23г(3), поток, зона плавления.
FeO* – суммарное железо

Таблица 44. Состав шпинелей из ультраосновных ксенолитов районов мыса Наварин, р. Валоваям, вулкана Бакенинг для различных стадий их эволюции

Районы Стадии эволюции № п.п.	м. Наварин		р. Валоваям					в. Бакенинг	
	I	IIa	I	IIa	IIб			II	III
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO ₂	0.18	0.10	0.48	1.18	0.95	0.36	0.10	0.30	1.28
Al ₂ O ₃	59.81	44.3	52.08	48.34	38.06	29.91	13.01	47.80	23.78
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	4.09	11.72	6.91	7.88	6.87	10.30	18.30
FeO	9.80	11.81	9.98	16.51	15.34	15.32	17.08	15.61	19.78
Cr ₂ O ₃	10.32	26.25	14.49	7.78	22.91	31.22	51.9	10.60	27.34
MgO	20.63	17.88	20.29	16.04	15.25	13.69	10.94	15.67	11.29
CaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.02	н.о.	н.о.
MnO	0.13	0.14	н.о.	н.о.	0.21	0.26	0.40	0.07	0.20
NiO	—	—	0.14	0.06	—	—	—	0.18	0.12
Сумма	100.87	100.48	101.55	101.63	99.63	98.64	100.32	100.53	102.09
f	21.06	27.04	21.63	36.63	63.4	38.98	47.27	35.86	49.74

Примечание. 1 – обр.781(5), некк; 2 – обр.30/90(2), поток; 3 – обр.8710/3(3), вулканический конус; 4 – обр.8710/4(4), вулканический конус; 5 – обр.8710с(12), вулканический конус; 6 – обр.8710г(2), вулканический конус; 7 – обр.8711(2), дайка; 8 – обр.92-23г(12), поток; 9 – обр.92-23г(2), поток, зона плавления

ринских ксенолитах сопровождается обычным повышением магнезиальности, а в валоваямских включениях коррелируется с их большей железистостью. Пироксены наваринских ксенолитов из потоков менее железистые и более магнезиальные и хромистые, чем в ксенолитах из некков (см. табл.41, №№ 3, 5 и 2, 4; табл.42, №№ 2 и 3). То же самое можно сказать в отношении железистости оливинов (см. табл.43, №№ 3 и 2). С уменьшением глиноземистости возрастает титанистость и железистость шпинелей, что особенно заметно на примере валоваямских и бакенингских ксенолитов (см. табл.44).

Гарцбургитовая стадия характеризуется максимальным обогащением пироксенов SiO₂, обедненностью Al₂O₃ и Na₂O и максимальной их магнезиальностью (см. табл.41, 42). По сравнению с вьетнамскими ксенолитами клинопироксены из наваринских, валоваямских и бакенингских включений имеют минимальные содержания Al₂O₃, но несколько более высокие Na₂O. То же можно сказать в отношении глиноземистости ортопироксенов (см. табл.42, №№ 4, 8, 10 и табл.36). Максимально обогащены кремнеземом наваринские пироксены, в меньшей степени валоваямские и бакенингские генерации этого минерала. Магнезиальность гарцбургитовых клинопироксенов районов Наварин и Валоваям выше, чем подобные характеристики этого минерала из вьетнамских включений (см. табл.35). В то же время пироксены наиболее перекристаллизованных ксенолитов Бакенинга имеют максимальную железистость. Оливины из гарцбургитов и лерцолитов р.Валоваям имеют одинаковую железистость (см. табл.43). Наиболее перекристаллизованные генерации этого минерала бакенингских ксенолитов максимально желези-

сты. Шпинели наваринских ксенолитов наименее дифференцированы и слабо окислены (см. табл.44, №№ 1–3). Напротив, бакенингские генерации этого минерала в гарцбургитах отражают крайнюю степень его дифференциации с максимальной железистостью и титанистостью, с минимальной глиноземистостью и максимальной хромистостью (см. табл.44, № 9).

Сравним составы минералов гарцбургитовой стадии эволюции ксенолитов рассматриваемых районов с особенностями минерального состава включений дунит-гарцбургитовой ассоциации минералов в вулканиках субдукционного типа, а также из массивов альпинотипных гипербазитов (табл.45–48). Как видно из представленных таблиц, эти образования по составу всех минералов весьма похожи. Действительно, пироксены ксенолитов субдукционных вулкаников и массивов альпинотипных гипербазитов максимально обогащены SiO₂ и MgO. Они характеризуются также высокой кальциевостью. Клинопироксены при этом отличаются повышенной хромистостью, низкими содержаниями глинозема (как и ортопироксены) и натрия. Шпинели характеризуются пониженной глиноземистостью, но высокой хромистостью. Тем не менее, при таком сравнении можно выделить ряд специфических особенностей. Клинопироксены ксенолитов в лавах субдукционного типа (см. табл.45) более железистые, глиноземистые и натровые в ассоциации с амфиболом. Большой глиноземистостью, натровостью и повышенными содержаниями SiO₂ при высокой магнезиальности характеризуются эти минералы из альпинотипных гипербазитов, как правило, в той или иной степени серпентинизированных. В целом, уровень содержания натрия в клинопироксенах гарцбургитовой

Таблица 45. Состав клинопироксенов из дунит-гарцбургитовой ассоциации ксенолитов в вулканитах субдукционного типа и из массивов альпинотипных гипербазитов

Ассоциация	Дунит-гарцбургитовая										Альпинотипные гипербазиты		
	Камчатка, вулканы									Курилы		К.	Ор.
	Авачинский			Ключевской			Харчинский			Б.	Ч.		
Число анализов	15	8	4	1	3	1	6	4	10	39	5	6	
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
SiO ₂	53.8	53.57	53.74	53.53	53.6	51.42	53.91	53.63	53.89	53.01	52.76	52.41	
TiO ₂	0.03	н.о.	0.02	0.07	0.06	0.01	н.о.	0.08	0.05	0.19	0.06	0.14	
Al ₂ O ₃	1.53	2.39	1.82	3.00	3.98	5.03	1.21	2.70	2.10	2.82	3.18	3.67	
FeO*	2.43	2.74	1.89	2.91	2.99	3.56	2.31	2.82	2.49	2.95	2.66	2.51	
MnO	0.09	0.09	0.08	н.о.	н.о.	0.10	0.08	0.08	0.08	0.09	0.10	0.09	
MgO	17.14	16.87	17.15	16.71	16.38	16.49	18.10	17.13	17.18	16.05	18.04	16.94	
CaO	23.38	22.19	23.35	22.16	22.45	22.53	22.4	21.3	23.79	23.54	22.65	23.10	
Na ₂ O	0.05	0.03	н.о.	0.35	0.17	0.01	0.06	0.31	0.09	0.09	0.19	0.31	
Cr ₂ O ₃	0.66	1.70	0.92	0.22	0.88	0.19	0.27	1.06	0.42	0.63	0.88	0.75	
Сумма	99.05	99.58	98.97	98.95	100.51	99.37	98.34	99.11	100.09	99.37	100.52	99.92	
f	7.61	8.61	6.08	8.90	9.30	11.09	6.79	8.70	7.70	9.67	7.06	7.65	

Примечание. 1 – средний состав в гарцбургитах; 2 – “узники” в шпинели; 3 – мелкозернистые перекристаллизованные генерации; 4 – в безамфиболовом и 5 – в амфиболовом гарцбургитах; 6 – “узник” в оливине; 7 – в безамфиболовом и 8 – амфиболовом гарцбургитах; 9 – в базальтах, Б. – подводная гора, рядом с о. Броутона; 10 – в андезитах, Ч. – вулкан Чиринкотан; 11 – Камчатка; 12 – штат Орегон [Himmelberg, Loney, 1973]. По Курилам использованы неопубликованные данные О.Н. Вольница. FeO* – суммарное железо

Таблица 46. Состав ортопироксенов из дунит-гарцбургитовой ассоциации ксенолитов в вулканитах субдукционного типа и из массивов альпинотипных гипербазитов

Ассоциация	Дунит-гарцбургитовая								Альпинотипные гипербазиты	
	Камчатка, вулканы						Курилы		К.	Ор.
	Авачинский		Ключевской		Харчинский		Б.	Ч.		
Число анализов	15	17	8	6	7	6	15	39	8	12
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	56.51	56.9	57.78	58.36	57.43	57.59	56.18	55.82	55.37	55.53
TiO ₂	0.01	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	0.04	0.06	0.09	0.07
Al ₂ O ₃	1.53	1.77	0.79	1.93	0.57	1.04	2.73	2.82	2.65	2.95
FeO*	5.83	6.50	5.89	5.82	5.39	6.05	6.39	7.28	6.46	6.13
MnO	0.13	0.17	н.о.	н.о.	0.15	0.17	0.13	0.18	0.11	0.14
MgO	34.62	32.69	33.79	33.44	34.19	33.9	33.02	31.6	34.08	34.04
CaO	0.59	0.82	0.75	0.78	0.72	0.31	0.66	0.66	1.02	0.90
Na ₂ O	0.03	0.04	н.о.	н.о.	0.02	н.о.	0.01	0.02	0.05	0.02
Cr ₂ O ₃	0.49	1.40	0.04	0.20	0.15	0.18	0.40	0.43	0.54	0.58
Сумма	99.74	100.29	99.05	100.53	98.62	99.24	99.56	98.87	100.37	100.36
f	8.82	10.29	8.90	8.90	8.31	9.32	9.88	11.39	9.70	9.18

Примечание. 1 – средний состав в гарцбургитах; 2 – “узники” в шпинели; 3 – в безамфиболовом и 4 – в амфиболовом гарцбургитах; 5 – в безамфиболовом и 6 – амфиболовом гарцбургитах; 7 – в базальтах, Б. – подводная гора, рядом с о. Броутона; 8 – в андезитах, Ч. – вулкан Чиринкотан; 9 – Камчатка; 10 – штат Орегон [Himmelberg, Loney, 1973]. По Курилам использованы неопубликованные данные О.Н. Вольница.

FeO* – суммарное железо

стадии эволюции ксенолитов из базанитов и щелочных оливиновых базальтов выше, чем в тех же минералах из гарцбургитовых ксенолитов и альпинотипных гипербазитов, ассоциирующих с вулканитами толеитового типа. К этому следует добавить и различия в составе стекол из зон плавления в ксенолитах, которые для первых характеризуются гораздо большей щелочностью,

чем для вторых (см. табл. 9 и 26). Однако в ряду камчатских вулканов, отличающихся по щелочности (Авачинский – толеитовый, Ключевской – известково-щелочной и дайка субщелочного состава на Харчинском вулкане) существенных различий в составе минералов ксенолитов не установлено. Аномально железистые клинопироксены из бакенингских гарцбургитов, что

Таблица 47. Состав оливинов из дунит-гарцбургитовой ассоциации ксенолитов в вулканитах субдукционного типа и из массивов альпинотипных гипербазитов

Ассоциация	Дунит-гарцбургитовая								Альпинотипные гипербазиты	
	Камчатка, вулканы						Курилы		К.	Ор.
	Авачинский		Ключевской		Харчинский		Б.	Ч.		
Число анализов	12	3	15	8	9	3	15	44	5	21
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40.07	39.77	41.04	42.32	40.11	40.77	40.96	40.42	40.82	40.92
FeO*	8.82	9.52	9.17	8.84	10.49	9.13	9.38	11.15	8.61	8.03
MgO	50.43	49.04	48.8	42.29	48.73	48.75	49.00	46.6	49.33	49.64
CaO	0.04	0.05	0.01	0.03	0.03	0.02	0.06	0.06	0.28	0.14
MnO	0.11	0.17	н.о.	н.о.	0.23	0.15	0.16	0.18	0.14	0.09
NiO	0.31	0.35	0.14	0.15	--	--	--	--	0.35	0.33
Сумма	99.78	98.9	99.16	100.63	99.59	98.82	99.56	98.41	99.53	99.15
f	9.04	9.99	9.53	9.14	10.83	9.66	9.8	12.02	8.89	9.11

Примечание. 1 – средний состав в гарцбургитах; 2 – “узники” в шпинели; 3 – в безамфиболовом и 4 – в амфиболовом гарцбургитах; 5 – в безамфиболовом и 6 – в амфиболовом гарцбургитах; 7 – в базальтах. Б. – подводная гора, рядом с о. Броутона; 8 – в андезитах. Ч. – вулкан Чиринкотан; 9 – Камчатка; 10 – штат Орегон [Himmelberg, Loney, 1973]. По Курилам использованы неопубликованные данные О.Н.Вольнца.

FeO* – суммарное железо

Таблица 48. Состав шпинелей из дунит-гарцбургитовой ассоциации ксенолитов в вулканитах субдукционного типа и из массивов альпинотипных гипербазитов

Ассоциация	Дунит-гарцбургитовая										Альпинотипные гипербазиты	
	Камчатка, вулканы								Курилы		У.	Ор.
	Авачинский			Ключевской	Харчинский			Б.	Ч.			
Число анализов	1	13	14	3	8	2	4	4	15	75	6	8
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO ₂	–	0.02	0.07	0.01	0.16	0.01	0.28	0.07	0.26	0.32	0.27	0.16
Al ₂ O ₃	10.76	20.89	21.83	28	12.68	53.44	13.06	25.14	32.32	28.49	14.97	22.62
Cr ₂ O ₃	58.56	46.95	42.77	35.55	51.86	11.59	43.84	36.8	32.26	28.47	45.64	45.68
FeO	–	14.64	14.12	12.05	14.21	11.14	18.41	11.91	16.17	16.13	20.24	15.12
Fe ₂ O ₃	18.66	3.11	6.66	7.68	7.94	4.82	14.44	9.77	8.08	12.64	7.14	2.18
MnO	0.02	0.26	0.2	0.19	0.31	0.16	0.3	0.3	0.26	0.29	–	0.23
MgO	13.75	13.15	13.93	15.58	12.78	19.09	10.21	15.38	14.47	13.11	8.93	13.01
CaO	–	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	0.06	н.о.	0.12	0.02	0.12	0.1	–
Сумма	101.75	99.03	99.58	99.06	99.94	100.31	100.54	99.49	103.84	99.57	99.54	99*
f	39	38.88	35.89	30.62	38.43	29.94	50.74	30.81	38.88	41.47	62.63	39.5

Примечание. 1 – хромит [Щека, 1973]; 2 – средний состав в гарцбургитах; 3 – включающая минералы-узники; 4 – “узники” в оливине; 5 – в безамфиболовом гарцбургите, в зоне плавления со стеклом; 6 – в безамфиболовом гарцбургите, глиноземистая шпинель, “узники” в оливине; 7 – в безамфиболовом гарцбургите, в зоне перекристаллизации; 8 – в амфиболовом гарцбургите; 9 – в базальтах. Б. – подводная гора, рядом с о. Броутона; 10 – в андезитах. Ч. – вулкан Чиринкотан; 11 – Урал [Савельев, Савельева, 1977]; 12 – штат Орегон [Himmelberg, Loney, 1973]. По Курилам использованы неопубликованные данные О.Н.Вольнца; * еще SiO₂ = 2.25

однако не отразилось на их натровости, титанистости и глиноземистости. Видимо, необходимо выделять особый тип железистых гарцбургитов. Пироксены ксенолитов в вулканитах субдукционного типа и альпинотипных гипербазитах, в целом, более глиноземистые, чем соответствующие минералы гипербазитовой стадии эволюции включений щелочных пород. Однако существует и ряд исключений. Это касается мелкозернистых новообразований клинопироксенов в зонах плавления некоторых ксенолитов вьетнамских

покровных базальтов (см. табл.35, № 4), а также пироксенов включений из конусов того же района (см. табл.35, №№ 13, 14 и табл.36, № 9). При этом новообразованные фазы в стекле значительно более глиноземистые и железистые (см. табл.35, № 14), чем средний состав мелкозернистого клинопироксенового агрегата ксенолита гарцбургитов (см. табл.35, № 13), а ортопироксен из этого агрегата значительно более глиноземистый, чем реликтовые кристаллы того же минерала (см. табл.36, № 9), в ходе инконгруэнтного плавления

которого образуется высокомагнезиальный оливин (см. табл.37, № 11).

Таким образом, все зависит от соотношения реликтовой (теряющей глинозем в ходе инконгруэнтного плавления) и новообразованной (более глиноземистой) фазы. Последняя стремится к равновесию с образующимся в ходе декомпрессионного плавления глиноземистым расплавом. В этом плане пироксены ксенолитов из вулканитов субдукционного типа соответствуют тому состоянию равновесия, которое устанавливается между вновь образованной фазой в зонах перекристаллизации лерцолитовых ксенолитов из внутриплитных базальтоидов и глиноземистой жидкостью (составы стекол) в ходе их декомпрессионного преобразования (см. табл.35, №№ 13, 14).

Ортопироксены ксенолитов из вулканитов субдукционного типа и альпинотипных гипербазитов характеризуются также сравнительно низкой кальциевостью (см. табл.46). Так как содержание этого компонента не коррелируется с другими элементами, не зависит от наличия или отсутствия амфибола, а также реликтовых или новообразованных фаз, то пока объяснить эту особенность не представляется возможным. Оливины из рассматриваемого типа включений и альпинотипных гипербазитов характеризуются, в целом, большей магнезиальностью по сравнению с теми же минералами гарцбургитовой стадии эволюции лерцолитовых ксенолитов (см. табл.47). Сходную или еще более низкую железистость имеют только оливины соответствующей стадии эволюции ксенолитов вьетнамских конусов. В одном случае (см. табл.37, №11) это вызвано процессом инконгруэнтного плавления ортопироксенов. В другом случае (см. табл.37, №10) мы имеем дело с максимально истощенным гарцбургитом (обр.100/6), который характеризуется интенсивной перекристаллизацией и минимальной железистостью пироксенов (см. табл.32, №13; табл.36, №9) среди пород III-ей стадии эволюции. Так же как и натровость клинопироксенов, эта особенность, видимо, связана с различной щелочностью вулканитов, несущих включения, или расплавов, образующихся в ходе плавления ксенолитов.

Оливины из ксенолитов Авачинского вулкана характеризуются повышенным содержанием никеля, сходным с таковым в альпинотипных гипербазитах, как это уже отмечалось ранее [Пополитов, Волюнец, 1981]. Оливин является основным минералом-концентратором этого элемента. Поэтому содержание Ni в минерале напрямую коррелируется с содержанием его в породе. Кроме того, как было показано ранее [Volynets et al., 1975],

специализация в отношении содержания этого элемента в оливинах одинаково проявляется как для ксенолитов, так и для вулканитов одного и того же района. Поэтому наблюдаемую закономерность можно связать с различной геохимической специализацией на никель ассоциирующих с ксенолитами вулканитов: с большими содержаниями для толеитовых расплавов (авачинские ксенолиты и альпинотипные гипербазиты) и меньшими для известково-щелочных и щелочных (остальные типы ксенолитов III-ей стадии их преобразования).

Оливины включений в вулканитах субдукционного типа характеризуются очень низкими содержаниями CaO, такими же, как в ксенолитах почти всех стадий их эволюции в других регионах, и отличаются по этому признаку от оливинов альпинотипных гипербазитов.

Шпинели рассматриваемого типа включений и альпинотипных гипербазитов при железистости, близкой с иными типами ксенолитов, характеризуются очень низкой титанистостью, повышенной хромистостью, а также пониженной глиноземистостью и степенью окисленности железа. Интересно, что в некоторых ксенолитах гарцбургитов (Харчинский вулкан) сохраняются реликты высокоглиноземистой шпинели (см. табл.45, №6).

Содержание глинозема является показателем степени дифференцированности шпинели. В этом плане авачинские шпинели, так же как и аналогичные минералы альпинотипных гипербазитов, отражают крайнюю степень дифференциации этого минерала, хотя, возможно, его эволюция начинается как и в лерцолитовых шпинелях с высокоглиноземистых разностей. По-видимому, то же можно сказать и о минералах-узниках в этих шпинелях, ассоциирующих со стеклами андезибазальтового и андезитового состава. В составе минералов авачинских ксенолитов пироксены-узники наиболее кремнеземистые и глиноземистые, а оливины максимально железистые. Интересные соотношения наблюдаются на диаграмме $TiO_2 - f$ (рис.74) для шпинелей из ксенолитов ультрамафитов рассматриваемых районов. Как видно на рисунке, большая часть точек образует поле прямой коррелятивной зависимости между этими характеристиками. В этом поле размещаются составы шпинелей из ксенолитов внутриплитных вулканитов Вьетнама, а также из включений в связи с вулканическими породами внутриплитного геохимического типа (мыса Наварин, р.Валоваям и района вулкана Бакенинг). При этом шпинели из ксенолитов "черных" пироксенитов, как правило, более железистые и более титанистые. В ряду перехода: мыс Наварин – район вулкана

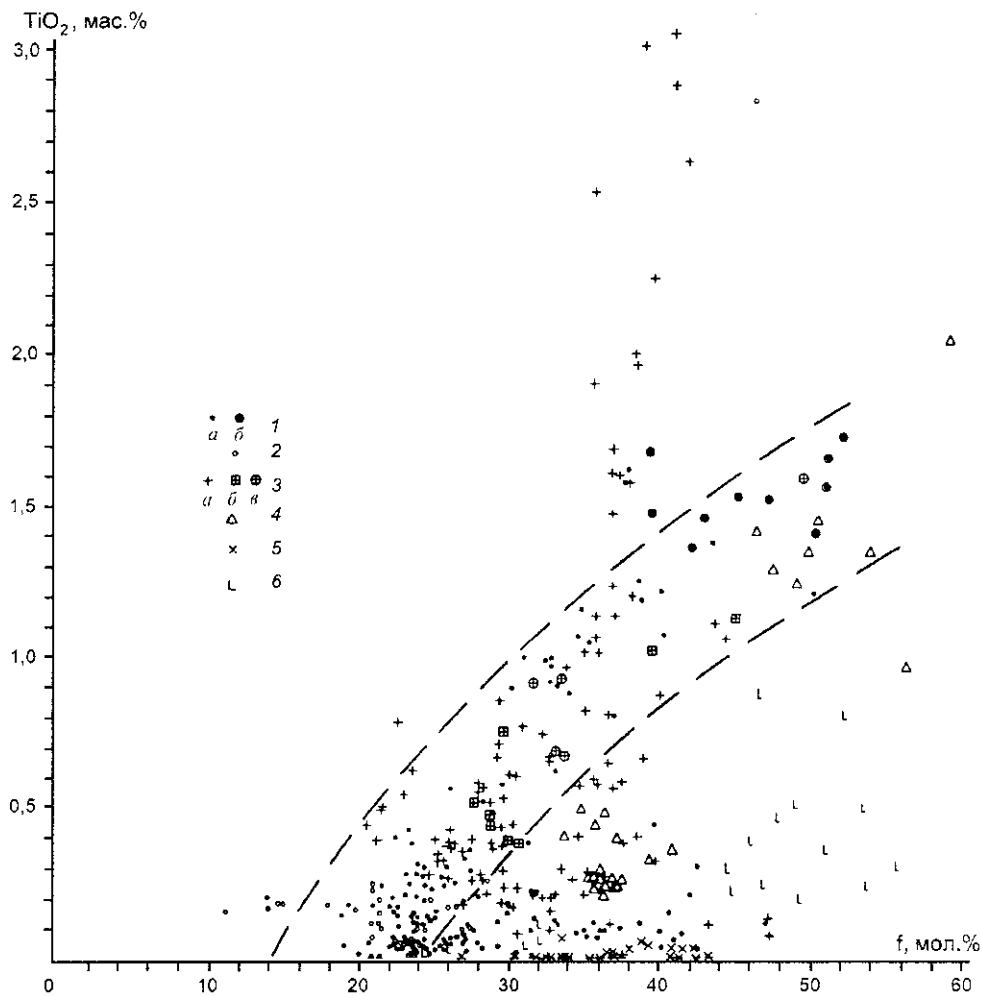


Рис. 74. Соотношение TiO_2 – f (железистость) в шпинелях из ксенолитов ультрамафитов различных районов

1 – Вьетнам: *a* – из лерцолитов и гарцбургитов, *б* – “черных” пироксенитов; 2 – мыс Наварин, из лерцолитов; 3 – р.Валоваям: *a* – из лерцолитов и пироксеновых оливинитов, *б* – из “зеленых” пироксенитов, *в* – из “черных” пироксенитов; 4 – район вулкана Бакенинг, из пироксеновых оливинитов и гарцбургитов; 5 – Авачинский вулкан, из гарцбургитов; 6 – Харчинский вулкан, из гарцбургитов

Бакенинг также намечается возрастание железистости и титанистости шпинелей. Аномальную область высокожелезистых, но сравнительно низкотитанистых составов занимают шпинели из вулканитов субдукционного типа (Авачинский и Харчинский вулканы). При этом даже высокоглиноземистые шпинели из ксенолитов Харчинского вулкана (две точки наименее железистых составов) только приближены к границам поля прямой коррелятивной зависимости, но не располагаются в нем. В эту же область аномальных составов попадает часть точек шпинелей из ксенолитов внутриплитных вулканитов, отвечающих наиболее перекристаллизованной гарцбургитовой стадии их эволюции. Кроме того, на рассматриваемой диаграмме отмечается почти вертикально ориентированный тренд изменения

составов шпинелей, который характеризуется резким возрастанием содержаний TiO_2 в узком диапазоне изменения железистости этого минерала. Сюда попадают точки составов шпинелей из зон интенсивного щелочного метасоматоза в ксенолитах р.Валоваям, а также одиночные точки вьетнамских и наваринских ксенолитов (тоже для перекристаллизованных генераций). Таким образом, поле прямой коррелятивной зависимости характеризует составы первичных, наименее перекристаллизованных и метасоматически измененных шпинелей. Вторичные процессы искажают картину прямой коррелятивной зависимости.

Необходимо подчеркнуть одну характерную особенность минералогии курильских ксенолитов гипербазитов. В рассмотренных примерах (см. табл.45–48) железистость всех минералов из

включений в андезитах выше, чем в тех же образованиях в базальтах. Это еще один пример зависимости состава ксенолитов от особенностей химизма вмещающей вулканической породы.

Амфиболы и флогопиты в различных типах включений

Эти минералы не являются пороодообразующими для перидотитовых включений. Обычно их рассматривают при характеристике процессов метасоматического преобразования материала ксенолитов. Особую популярность при этом получили представления о так называемом мантийном метасоматозе.

Среди амфиболов из ксенолитов гипербазитов в вулканитах внутриплитного типа (Ю.Вьетнам) и близких к ним образований (р.Валовая) выделяются три группы.

Наименее перекристаллизованные лерцолиты Вьетнама содержат иногда единичные мелкие зерна куммингтонита или обыкновенной роговой обманки в промежутках между зернами других минералов или по краям кристаллов клинопироксена. Амфиболы этой группы сравнительно низкоглиноземистые (не более 10–11% Al_2O_3), низкотитанистые (не более 0.5–0.7% TiO_2) и низкощелочные: не более 0.6–0.8 форм. ед. (Na+K).

В локальных зонах плавления и перекристаллизации оливинитов в базанитах р.Валовая обнаружена вторая группа амфиболов, представленная более глиноземистыми (13–15% Al_2O_3), титанистыми (от 7 до 9% TiO_2) керсутитами, в которых содержание щелочных компонентов доходит до 0.9–1 форм. ед. (Na+K).

Наконец, в наиболее плавненных и перекристаллизованных гарцбургитах Вьетнама обнаружены К-рихтериты и К-куммингтониты, отличающиеся высокой железистостью (f до 37–41 мол.%), глиноземистостью (от 18.5 до 19.5% Al_2O_3), умеренной титанистостью (не более 5% TiO_2), но очень высоким содержанием щелочей – до 1.7–1.8 форм. ед. (Na+K).

В участках и зонах плавления “черных” пироксенитов встречаются высокожелезистые (f колеблется от 35 до 65 мол.%) умеренно титанистые (не более 4–4.25% TiO_2) амфиболы группы чермакита-обыкновенной роговой обманки с переходом к керсутиту. Они характеризуются очень низким содержанием щелочей – не более 0.5 форм. ед. (Na+K).

В большей степени эти минералы распространены в ультрамафитах в связи субдукционным

типом вулканитов. Здесь почти в каждом включении можно обнаружить амфибол паргаситового ряда или магнезиальную роговую обманку в локальных зонах плавления и перекристаллизации ксенолитов, либо внутри кристаллов пироксена или шпинели в ассоциации с андезитовым или дацитовым стеклом, плагиоклазом или щелочным полевым шпатом. Это – наиболее магнезиальные (f не более 17 мол.%), низкотитанистые, высокожелезистые, низкощелочные амфиболы. Определенная зависимость наблюдается между их составами и геохимическим типом вулканитов, содержащих включения. Так, в связи с низкокальциевыми толеитами Авачинского вулкана в ксенолитах гарцбургитов проявлены амфиболы, содержащие не более 0.1–0.2% TiO_2 и не более 0.5 форм. ед. (Na+K). Амфиболы из курильских ксенолитов лерцолитов и гарцбургитов в андезитах известково-щелочного типа характеризуются более высокой титанистостью (до 0.7–0.9% TiO_2) и щелочностью (0.5–0.9 форм. ед. (Na+K)) [Волынец и др., 1990б]. Еще более высокие содержания TiO_2 (до 2–2.6%) обнаружены в гастингситах прожилков в гарцбургитах из базальтов известково-щелочного типа Ключевского вулкана. В то же время, паргаситы в оливините из дайки субщелочных базальтов на Харчинском вулкане при повышенном содержании щелочей: 0.7–0.8 форм. ед. (Na+K), имеют низкие содержания TiO_2 (не более 0.11%). Ксенолиты ультрамафитов в лавах субдукционного типа, кроме того, характеризуются наличием контакто-реакционных существенно амфиболовых (с оливинитом, а иногда и двумя пироксенами) или габброидных (с амфиболом) оторочек на границе с вмещающей породой, которых нет на контакте лерцолитов с базальтоидами иной структурной приуроченности. В паргаситах из этих оторочек железистость повышается до 30–32 мол.% с одновременным увеличением содержания TiO_2 (до 1.5–1.6%) и щелочей до 0.8–0.9 форм. ед. (Na+K). Это происходит независимо от того, какой тип вулканитов содержит включения.

На рисунке 75 в координатах Al_{IV} – f нанесены составы амфиболов. Здесь можно выделить три типа трендов их эволюции. Первый тип характеризуется сравнительно плавным нарастанием глиноземистости минерала с ростом его железистости. Именно такой тип трендов характерен для амфиболов в субдукционных вулканитах с переходом к кортландитам и горнблендитам. Такой же тип трендов наблюдается в амфиболах из пород, содержащих этот тип включений. Поэтому здесь, скорее всего, проявляется нормальный ход флюидно-магматической кристаллизации этого

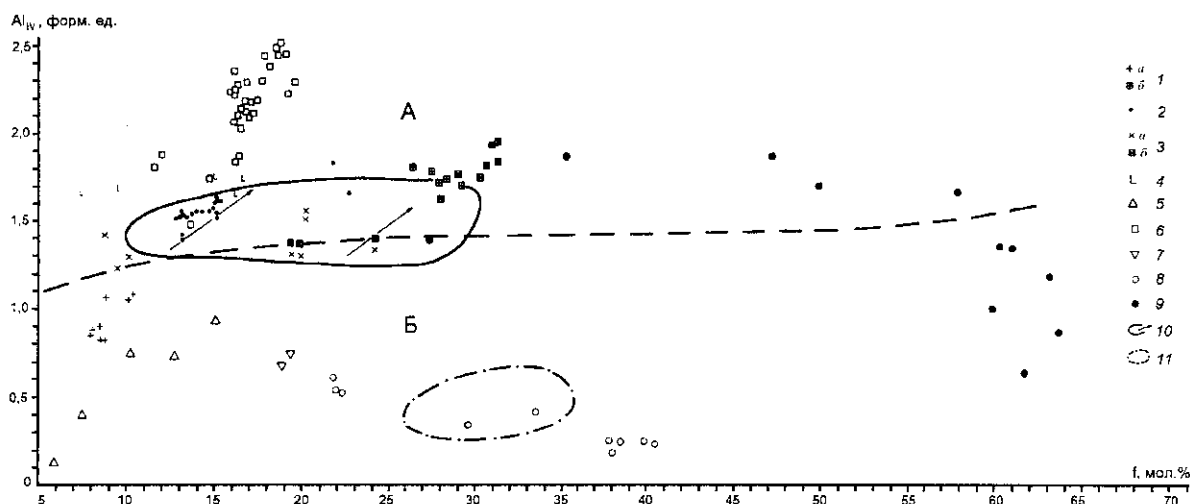


Рис. 75. Диаграмма $Al_{IV} - f$ для амфиболов из ксенолитов ультрамафитов различных регионов

1-9 – точки составов амфиболов из ксенолитов: 1 – Авачинский вулкан, а – гарцбургиты, б – амфиболовая оторочка; 2 – Курильские острова, гарцбургиты [Вольнец и др., 1990б]; 3 – Харчинский вулкан, а – гарцбургиты, б – кортландиты; 4 – Ключевской вулкан; 5 – мыс Наварин, лерцолиты; 6 – р.Валовая, оливиниты, лерцолиты; 7 – район вулкана Бакенинг, оливиниты; 8 – Вьетнам, лерцолиты, гарцбургиты; 9 – Вьетнам, “черные” пироксениты; 10, 11 – поля составов амфиболов: 10 – субщелочные базальты Харчинского вулкана, 11 – базаниты Вьетнама; А – поле чермакита–феррочермакита, паргасита–феррогастингсита; Б – поле обыкновенной роговой обманки (по [Дир и др., 1965])

минерала. Второй тип трендов отличается большим накоплением глинозема при умеренном росте железистости минерала. Ему соответствуют амфиболы из зон метасоматоза в ксенолитах пироксеновых оливинитов и верлитов р.Валовая. Это тренд проявления К-На метасоматоза с умеренно выраженным локальным плавлением. Третий тип трендов характеризуется постепенным уменьшением глиноземистости амфиболов при широких вариациях их железистости. В равной степени он относится к амфиболам из лерцолитов, гарцбургитов и “черных” пироксенитов. При этом необходимо отметить, что уменьшение глиноземистости (возрастание кремнекислотности) с увеличением железистости амфибола происходит по мере нарастания степени плавления ксенолитов (переход лерцолит–гарцбургит). Сравнивая составы амфиболов и тренды их эволюции в “черных” пироксенитах и в гипербазитах “зеленой” серии, можно усмотреть определенную аналогию между амфиболами и стеклами в зонах плавления. Действительно, эти образования в пироксенитах менее кремнеземистые, но более железистые, чем в гипербазитах. По-видимому, этот тип трендов, так же как изменение состава стекол, определяется степенью плавления ксенолита, когда в этом процессе принимает участие инконгруэнтно плавящийся ортопироксен (более крутой наклон трендов для

“черных” пироксенитов при железистости амфиболов более 59 мол.%).

Находки флогопитов в ксенолитах ультрамафитов рассматриваемых районов еще более редки, чем амфиболов. В лерцолитах, гарцбургитах и “черных” пироксенитах, ассоциирующих с базанитами Вьетнама и р.Валовая, флогопиты в виде скоплений кристаллов отмечаются в зонах интенсивного щелочного метасоматоза совместно с амфиболом, плагиоклазом, ортоклазом, иногда лейцитом и стекловатой фазой кислого состава.

В гарцбургитах и лерцолитах из вулканитов субдукционного типа флогопиты были встречены на Курилах [Вольнец и др., 1990б] в виде мелких единичных чешуек совместно с амфиболом в стекловатых микровключениях.

Составы изученных слюд были нанесены на диаграмму $Si/Al - (Mg+Fe)/Al$ (рис.76), которая отчетливо отражает изменение составов этого минерала в ряду: флогопит–аннит – истонит–сидерофиллит (при переходе из правого верхнего в левый нижний угол диаграммы). Как видно на этом рисунке, ближе всего к ряду истонит–сидерофиллита располагаются составы слюд “черных” пироксенитов и наименее перекристаллизованных лерцолитов. Они малохромистые (не более 0.3–0.4% Cr_2O_3 в лерцолитах и 0.1–0.2% в пироксенитах), умеренно железистые и высокотитанистые (около

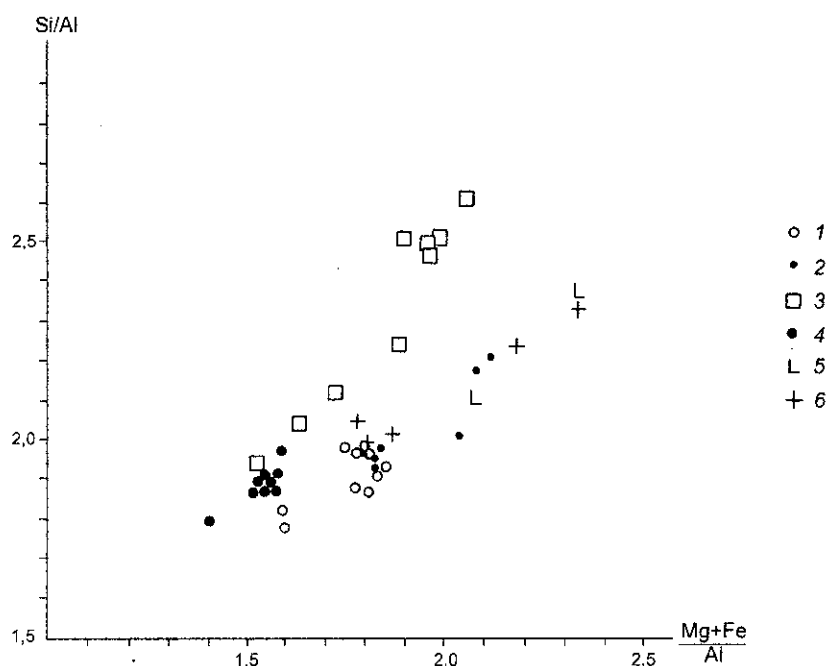


Рис. 76. Соотношение $Si/Al - (Mg+Fe)/Al$ в слюдах из ксенолитов ультрамафитов различных регионов

1 – Вьетнам, лерцолиты, гарцбургиты; 2 – Курилы, лерцолиты, гарцбургиты, по [Вольнец и др., 19906]; 3 – р.Валоваям, оливиниты, лерцолиты; 4 – Вьетнам, “черные” пироксениты; 5 – Вьетнам, базаниты; 6 – вулкан Алаид, Курильские о-ва, щелочные базальты (неопубликованные материалы О.Н.Волынца)

5% TiO_2 в лерцолитах и до 10% в пироксенитах), с высокой калиевой щелочностью (около 9–10% K_2O). Слюды интенсивно перекристаллизованных вьетнамских гарцбургитов характеризуются высокой хромистостью (1–2% Cr_2O_3), резко повышенной магниальностью ($f = 7-9$ мол.%), низкой титанистостью (не более 0.2–0.3% TiO_2) при высокой калиевой щелочности (9–11% K_2O). Близкие по соотношению рассматриваемых на диаграмме компонентов (см. рис.76) слюды из гарцбургитов и лерцолитов в субдукционных вулканитах Курил характеризуются большей железистостью ($f = 12-16$ мол.%), умеренной титанистостью (1–2% TiO_2) и несколько пониженной щелочностью (8.5–9% K_2O). Флогопиты некоторых валоваямских базанитов и субщелочных базальтов вулкана Алаид, ближе всего расположенные на диаграмме (см. рис.76) к ряду флогопит-аннита, характеризуются возрастанием титанистости (до 6% TiO_2 для первых и до 3–3.5% TiO_2 для вторых) и несколько большей калиевой щелочностью (до 10–10.5% K_2O). Несколько в стороне из-за своей повышенной кремнеземистости располагаются слюды метасоматически измененных пироксеновых оливинитов р.Валоваям. Они образуют переходную серию в направлении от ряда флогопит-аннита к ряду истонит-сидерофиллита. В этом направлении намечается уменьшение их хромистости и титани-

стости и некоторое возрастание калиевой щелочности.

А.А.Маракушев и И.А.Тарарин [1965] связывают уменьшение глиноземистости слюд при изоморфизме $Al_2O_3-(Mg, Fe)O+SiO_2$ в ряду: истонит, сидерофиллит-флогопит, аннит, с увеличением температуры и щелочности. Что касается первого параметра, то одновременное возрастание хромистости слюд в этом же направлении, возможно, также является косвенным подтверждением той же температурной зависимости. Содержание K_2O в слюдах в общем сохраняется постоянным (на уровне 9–10% K_2O) и только в минералах из ксенолитов в субдукционных вулканитах оно заметно ниже (8.5–9% K_2O). Можно высказать некоторые соображения о зависимости состава изученных флогопитов от давления. Хотя образование всех рассматриваемых флогопитов происходило в условиях плагиоклазового равновесия, изменение их составов в ряду: истонит, сидерофиллит-флогопит, аннит, совершается таким образом, что флогопиты слабо перекристаллизованных лерцолитов (они ассоциируют с более натровыми клинопироксенами, см. рис.70) сменяются слюдой интенсивно перекристаллизованных гарцбургитов (в ассоциации с низконатровым клинопироксеном, см. рис.70), а затем – флогопитами, встреченными в составе основной массы базанитов.

Слюды лерцолитов из включений в базанитах внутриплитного типа более титанистые и менее хромистые, чем из включений в субдукционных вулканитах, хотя вторые и более железистые (эта же закономерность проявлена и в составе шпинелей). Процессы перекристаллизации и декомпрессионного плавления лерцолитов, включенных в базальты внутриплитного типа, отражаются на составе их слюд: последние становятся менее титанистыми, более хромистыми и магниезальными. В одной и той же тектонической обстановке слюды из вулканитов более железистые, более титанистые и менее хромистые, чем из ультраосновных ксенолитов. Таким образом, можно резюмировать, что составы слюд, также как и амфиболов, в первую очередь, определяются составом содержащих их

пород, а также особенностями вторичных процессов их преобразования.

Характер проявления мегакристов

Как видно из таблицы 49, набор мегакристов в вулканитах внутриплитного типа шире, чем в субдукционных образованиях. При этом сквозными минералами мегакристов являются оливины и клинопироксены. Плаггиоклазы более характерны для базанитов и щелочных оливиновых базальтов, где иные генерации этого минерала встречаются только в виде микролитов. Напротив, в субдукционных вулканитах, где этот минерал обычен в виде вкрапленников, мегакристы плаггиоклаза встречаются только в высокоглиноземистых ба-

Таблица 49. Состав клинопироксенов из "черных" пироксенитов и мегакристов некоторых вулканических серий

Тип вулканизма	Внутриплитный			Внутриплитный геохимический			
	Вьетнам			м. Наварин			
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52.07	48.28	46.22	49.88	49	50.84	50.78
TiO ₂	0.47	2.3	1.78	1.88	0.86	0.65	0.63
Al ₂ O ₃	4.12	9.52	10.94	8.14	6.89	7.56	7.48
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1.56	1.63	—	—
FeO	6.76	6.78	11.35	4.56	5.33	6.88	6.86
MnO	0.15	0.14	0.17	0.15	0.14	0.15	0.16
Cr ₂ O ₃	0.35	0.23	0.04	0.051	—	0.01	0.05
MgO	18.24	13.76	12.17	15.54	19.08	15.94	15.92
CaO	15.52	17.93	15.23	16.62	15.32	15.54	15.56
Na ₂ O	0.74	1.27	1.44	1.05	1.27	1.08	1.11
Сумма	98.43	100.21	99.34	99.23	99.52	98.68	98.57
f	17.54	22.01	32.87	21.6	16.7	19.5	19.48

Примечание. 1-3 — "черные" пироксениты: 1 — обр.37в-1(3), 2 — обр.103/1(3), 3 — обр.100/6(6); 4-8 — мегакристы: 4 — обр.744(1), 5 — обр.22/1-90(1); 6-7 — обр.35-90: 6 — центр и 7 — край; 8 — обр.8710, центр(1); 9-10 — "черные" пироксениты: 9 — обр. 8710м(3), 10 — обр.8710/4(4); 11-14 — мегакристы: 11-12 в андезитах "стратифицированного" комплекса: 11 — центр, 12 — край; 13-14 — в пикробазальте: 13 — центр, 14 — край. 4, 5 — химические анализы (в обр.4 еще K₂O = 0.24 и H₂O = 0.1), остальные — микронзондовые анализы

таблица 49 (окончание)

Тип вулканизма	Внутриплитный геохимический			Субдукционный			
	р. Валоваям			Авачинский вулкан			
Районы							
№ п.п.	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48.44	48.75	47.7	52.48	52.14	53.68	52.19
TiO ₂	1.14	0.91	1.57	0.4	0.49	0.25	0.32
Al ₂ O ₃	8.45	7.23	9.89	2.95	1.42	2.18	3.0
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
FeO	5.86	6.22	7.3	6.26	12.26	4.68	6.69
MnO	0.15	0.13	н.о.	0.18	0.33	0.09	0.18
Cr ₂ O ₃	0.03	0.1	н.о.	0.17	0.05	0.65	0.34
MgO	13.97	13.25	13.9	16.36	14.67	16.16	14.93
CaO	18.38	21.25	18.51	20.47	18.48	21.89	21.66
Na ₂ O	0.81	0.44	1.1	0.27	0.36	0.31	н.о.
Сумма	98.22	98.28	99.97	99.55	100.2	99.89	99.32
f	19.46	21.22	22.74	18.1	32.51	14.22	20.52

зальтоидах. Во внутриплитных вулканитах мегакристы плагиоклаза характеризуются сравнительно невысокой основностью ($A_n=59-37$). В отношении мегакристов клинопироксенов уже говорилось ранее (см. рис.54 и раздел 4.4.2). Если пироксены таких генераций из внутриплитных вулканитов близки по составу тем же минералам из "черных" пироксенитов, то на Авачинском вулкане они характеризуются низкой титанистостью, глиноземистостью и натровостью, а также повышенной хромистостью и магниальностью (см. табл.49).

Структурные особенности

Одни и те же структурные типы встречаются в ксенолитах почти всех рассматриваемых регионов (см. табл.39). Различия усматриваются только в относительной распространенности того или иного структурного типа. Например, вьетнамские и наваринские ксенолиты характеризуются преобладанием равномернозернистых, реже порфиро-кластовых и протогранулярных структур. Вторично перекристаллизованные структуры встречаются здесь довольно редко. Для валоваямских и бакенингских ксенолитов преобразованные структур-

ные формы достаточно обычны, а на рассматриваемых вулканах Камчатки они преобладают.

Таким образом, можно отметить следующее.

1. В рассматриваемом ряду проявлений вулканизма, имеющих различное структурное положение и характеризующихся различной геодинамической обстановкой, закономерно меняется не только тип вулканизма, но и характер ассоциирующих с вулканитами включений.

2. В ряду перехода от вьетнамских к камчатским и курильским образованиям тип ксенолитов и их минералогические особенности меняются так, что они соответствуют все более уменьшающейся глубинности устанавливающегося равновесия при переходе от лерцолитовой к гарцбургитовой стадии эволюции включений.

3. Минеральный состав, особенности наблюдаемых парагенезисов минералов и ассоциаций пород включений позволяют сделать вывод о том, что ксенолиты Вьетнама и мыса Наварин относятся к шпинель-лерцолитовой фации глубинности, соответствующие образования р.Валоваям отвечают переходу к оливин-плагиоклазовой фации, а ксенолиты ультрамафитов в связи с субдукционными вулканитами характеризуют установившееся плагиоклазовое равновесие.

Глава 6

ПЕТРОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНИТОВ

В предыдущих разделах было показано существование петрохимических, изотопных и минералогических различий между составами вулканических пород, содержащих ксенолиты ультрамафитов, и вулканитов без включений. Эти различия зависят от того, какой тип ксенолитов содержится в вулканитах и насколько полно прошли процессы малоглубинной дифференциации соответствующих расплавов. Чем ближе вулканическая порода по своему составу стоит к родоначальному расплаву, тем больше вероятность нахождения в ней ксенолитного материала ультрамафитов. Существует ли какая-нибудь зависимость между составом вулканитов и типом встречающихся в них базит-гипербазитовых включений? Поскольку по этому вопросу существуют разные точки зрения, дальнейшее изложение материала будет проведено на основе обсуждения ряда сменяющих друг друга тезисов.

6.1. КСЕНОЛИТ–ВУЛКАНИТ – СЛУЧАЙНОЕ СООБЩЕСТВО

Этот тезис отражает наиболее распространенную точку зрения о роли ультраосновных включений в вулканическом процессе. Во многих публикациях по вулканизму того или иного региона приводятся сведения о наличии в вулканитах мантийных включений [Varne, Graham, 1971; Frey, Green, 1974; Wilshire, Shervais, 1975; Francis, 1976; Frey, Prinz, 1978; Stosch, Seck, 1980; Dupuy et al., 1986; Mantle xenoliths, 1987; Beccaluva et al., 1989; Zhi et al., 1990]. Однако эти данные почти не используются при построении петрологических моделей, так как включения характеризуются значительно большей деплетированностью (по особенностям своего химизма и минералогии), чем

те источники, которые могут обеспечить реальные составы вулканических пород и их геохимические характеристики. Например, в модели петрогенезиса кайнозойских базальтов плато Ханнуоба (Восточный Китай) важную роль, по мнению авторов [Zhi et al., 1990], играют процессы эклогитового фракционирования (при альтернативной модели подразумевается наличие смешанного источника гранат-пироксенитового или гранат-лерцолитового состава). Однако в богатом наборе включений в вулканитах этого региона гранатсодержащие ксенолиты отсутствуют. Подобные замечания можно сделать в отношении модели петрогенезиса щелочных базальтов Таланты (юг Испании) и содержащихся в них ксенолитов шпинелевых лерцолитов [Dupuy et al., 1986]. Реально же встречающиеся в лавах ультраосновные ксенолиты обычно рассматриваются как тугоплавкие фрагменты различных горизонтов мантии, случайно захваченные богатыми летучими магмами во время их движения к поверхности.

В работах, специально посвященных изучению базит-гипербазитовых ксенолитов, разные типы включений и процессы их преобразования рассматриваются как отражение различных эпизодов эволюции верхней мантии [Siena, Coltorti, 1989]. Отмечается сложный характер взаимоотношений между различными типами ксенолитов. В целом они интерпретируются на основе модели длительно эволюционирующей мантийной системы – диапира, который медленно поднимается и может внедриться в нижние горизонты коры [Mafic and ultramafic xenoliths..., 1988]. Согласно этой модели, ксенолиты в широком смысле могут быть квази-комагматичны с магмой, выносящей фрагменты этой системы к поверхности. В каждом конкретном случае, однако, большинство ксенолитов является случайными включениями мантийного материала, хотя те из них, которые прошли многократные

эпизоды плавления и метасоматоза перед извержением, не могут рассматриваться как представители мантийного субстрата.

6.2. КСЕНОЛИТ+ВУЛКАНИТ – ЕДИНАЯ СИСТЕМА

Несмотря на кажущееся однообразие состава пород базит-гипербазитовых включений существует немало примеров корреляции особенностей их химизма с составом вмещающих вулканических пород конкретных регионов. Так, Е.Д.Джексон и Т.Л.Уайт [Jackson, 1966; Jackson, Wright, 1970] нашли четкую коррелятивную зависимость между типами нодулей и вмещающими их базальтами на Гавайях. Однако Х.Куно [Kuno, 1969] утверждал, что такой корреляции в других местах не существует.

Другими исследователями [Масуренков, Иванов, 1976] на основании изучения химического состава ксенолитов (преимущественно базитов) и вмещающих их вулканитов было показано, что те и другие для северных камчатских вулканов (Шивелуч, Заречный, Харчинский) содержат больше MgO и меньше Al_2O_3 , чем для южных (Безымянный, Зимины, Удины). Было отмечено также [Колосков, Щека, 1980], что низкокалиевые высокоглиноземистые вулканиты Восточной Камчатки и Главной зоны Больших Курил ассоциируют, как правило, с базит-гипербазитовыми включениями, содержащими больше Al_2O_3 и K_2O , чем ксенолиты, которые встречаются в связи с умеренноглиноземистыми, но более щелочными базальтоидами некоторых вулканитов тыловой зоны Восточного вулканического пояса Камчатки (Шивелуч, Харчинский).

Существуют ли какие-либо различия между ксенолитсодержащими вулканитами и не несущими включения базальтами близкого возраста, локализованными в одном и том же районе?

Некоторые исследователи [Шарков, Биндеман, 1990] на примере ксенолитсодержащих базальтов байкальской рифтовой зоны, используя сравнительно ограниченный аналитический материал, приходят к выводу, что таких различий почти не существует.

В обобщающей сводке по базит-гипербазитовым ксенолитам Запада США [Mafic and ultramafic xenoliths ..., 1988] приводятся примеры проявлений вулканизма, когда ксенолитсодержащие вулканиты значительно более недосыщены глиноземом и кремнеземом, чем развитые в том же

регионе и близкие по возрасту, но не содержащие включений вулканические образования. Однако в других местах такие закономерности не проявляются.

Проблема корреляции минералогических типов ксенолитов и составов несущих их вулканических пород многоплановая, поэтому рассмотрим ее на разных уровнях.

6.2.1. Вулканические серии и типы встречающихся в них ксенолитов

При рассмотрении особенностей химического состава ксенолитсодержащих вулканических пород и вулканитов без включений (см. гл.4) была использована диаграмма многомерного статистического анализа P_1-P_2 (см. рис.26), на которой выделенные серии пород последовательно сменяют друг друга по мере уменьшения в их составе мафических компонентов (Mg, Ti) и обогащения щелочными (Si, Al).

На рисунке 1 представлена диаграмма подобного типа, на которой нанесены точки ксенолитсодержащих вулканитов, отличающихся серийной принадлежностью и несущих различные типы ксенолитов. Кроме того, на эту диаграмму нанесены точки составов некоторых типов ксенолитов и мегакристов.

Как видно из рассмотрения диаграммы, наличие в вулканической породе того или иного минералогического типа ксенолитов определяется не меняющейся щелочностью внутри серий пород, а степенью обогащения или обеднения их щелочными и мафическими компонентами. Так, в кимберлитах, фельдшпатоидных породах (нефелиниты, лейцититы и др.), а также лампроитах, характеризующихся максимальным обогащением мафической составляющей и наибольшей истощенностью кремнеземом и глиноземом, преобладают ксенолиты пироповых перидотитов и пироксенитов (эклогитов). Для пород, промежуточных по степени обеднения-обогащения мафическими и щелочными компонентами – щелочных оливинных базальтов и базанитов, характерно присутствие ксенолитов шпинель-лерцолитового типа. Серии вулканических пород, насыщенных или пересыщенных щелочной составляющей, содержат дунит-гарцбургитовую, верлит-пироксенит-кортландитовую или габброидную ассоциацию включений. При изменении щелочности вмещающих пород тип включений существенно не меняется. Так, кимберлиты и лампроиты резко отличаются по своей калиевой щелочности,

однако, выносимые ими ксенолиты относятся к одному и тому же типу пироповых перидотитов. Среди покровных базанитов Вьетнама было встречено несколько разновидностей высокотитанистых низкокалиевых толеитов. Однако эти толеиты содержат такой же тип включений (шпинелевые лерцолиты), который наблюдается в базанитах с высокой калиевой щелочностью. Некоторые различия в составе ксенолитов при этом, правда, улавливаются, но уже на минералогическом уровне. Как было показано при описании вьетнамских ксенолитов, железистость клинопироксенов в группе обогащенных легкоплавкими компонентами лерцолитов из наиболее калиевых базанитов несколько выше, чем из толеитов. Однако по другим минералам таких отличий не установлено. Для серии щелочных оливиновых базальтов железистость минералов из ксенолитов в гавайитах и промежуточных оливиновых базальтах шлаковых конусов даже выше, чем из включений серии щелочных базальтоидов подводного вулкана Иль-де-Цендр. Ультраосновные ксенолиты камчатских вулканов: толеитового Авачинского, известково-щелочного Ключевского и в дайке субщелочных базальтов на Харчинском вулкане относятся к одному и тому же типу хром-шпинелевых гарцбургитов, хотя и отличаются некоторыми петрохимическими и минералогическими особенностями.

Таким образом, сериальная принадлежность того или иного типа вулканитов определяет и минералогический тип ассоциирующих с этими вулканитами включений. Эта закономерность, конечно, не случайна. Она свидетельствует о том, что петрохимические (и геохимические) особенности того или иного типа вулканитов формируются на уровне той фации глубинности, которая зафиксирована в преобладающем типе ассоциирующих с этими вулканитами включений.

6.2.2. Межсериальные и внутрисериальные отличия вулканитов и типы включений в них

Рассмотрим различия, наблюдающиеся при более детальном расчленении вулканических образований – при сравнении двух близких по составу серий вулканитов или даже внутри одной серии пород с одним и тем же набором ксенолитов.

Две близкие по составу серии вулканических пород: базанитов и щелочных оливиновых базальтов выделены среди позднекайнозойских вулканитов Вьетнама. Вулканические породы

первой серии развиты только среди покровных образований. Породы второй серии присутствуют, в основном, в конусах и отдельных щитовых вулканах. С вулканитами обеих серий ассоциирует один и тот же тип ультраосновных ксенолитов – шпинелевые лерцолиты. Как видно из таблицы 39 и рисунка 77, покровные образования характеризуются большей магнезиальностью, недосыщенностью кремнеземом и меньшей глиноземистостью, чем вулканиты конусов (поэтому они отнесены к разным сериям). В то же время вулканиты без ксенолитов не имеют столь резких отличий.

Как видно из таблиц 35–38, обогащенные легкоплавкими компонентами включения, ассоциирующие с первой группой вулканитов, характеризуются большей магнезиальностью почти всех (за исключением шпинели) минералов по сравнению с ксенолитами, встречающимися в базальтоидах второй группы. Для того, чтобы еще четче выявить установленные закономерности, были построены вариационные графики изменения этих характеристик в клинопироксенах для различных стадий эволюции включений (рис.78). Как видно на графиках, наибольшие отличия для включений, связанных с различными сериями вулканитов, наблюдаются на ранней (лерцолитовой) стадии их эволюции. Отличия менее заметны на промежуточном этапе и практически нивелируются в наиболее перекристаллизованных типах ксенолитов (гарцбургитовая стадия эволюции).

Наблюдаемые для разных серий различия в глиноземистости ксенолитосодержащих вулканитов в какой-то мере повторяются и в клинопироксенах из соответствующих ксенолитов (рис.79). Ксенолитосодержащие вулканиты мыса Наварин относятся к одной базанитовой серии, хотя и характеризуются разными формами проявления (лавовые потоки, конуса, некки). Базаниты с включениями из потоков отличаются большей магнезиальностью, недосыщенностью кремнеземом и меньшей глиноземистостью, чем подобные типы вулканитов в конусах и некках (см. табл.40, рис.77, IIIa, б). Как видно на рисунке 61 и в таблице 41, клинопироксены из ксенолитов в потоках характеризуются меньшей глиноземистостью и большей магнезиальностью, чем те же образования во второй группе включений. В отношении магнезиальности других минералов можно видеть такие же отличия для двух групп ксенолитов (см. табл.42–44). Подобным образом разная магнезиальность базанитов в дайке и конусе сочетается с такими же различиями в составе клинопироксенов

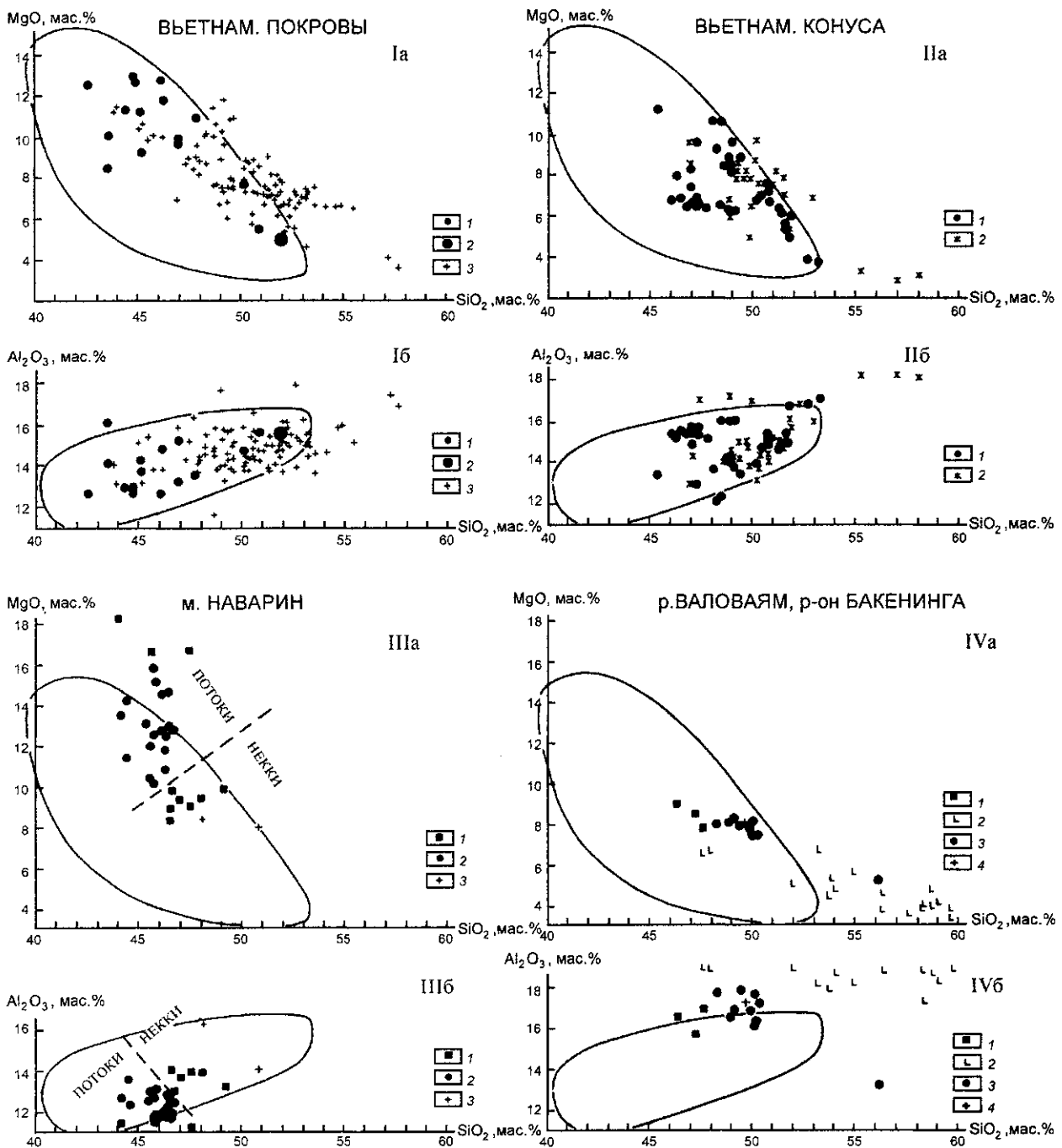


Рис. 77. Соотношение $MgO-SiO_2$ и $Al_2O_3-SiO_2$ в вулканических породах из различных регионов Восточно-Азиатской окраины
 I. Вьетнам (покровы): 1 – вулканиты с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа, 2 – базальты с плагиоклазовыми включениями, 3 – вулканиты без включений; II. Вьетнам (вулканические конуса): 1 – вулканиты с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа, 2 – базальтоиды без включений; III. мыс Наварин: 1–2 – ксенолитсодержащие базаниты из бомб и некков (1), из потоков (2), 3 – базаниты без включений; IV – р. Валовая (1, 2), район Бакенинга (3, 4): 1–3 – вулканиты, содержащие включения, 2–4 – вулканиты без включений

соответствующих ксенолитов в бассейне р. Валовая (см. табл. 41, рис. 77, IVб).

Конечно, эти закономерности не случайны. Наиболее нагретые, подвижные порции магмати-

ческих расплавов образуют потоки магнезиальных базанитов, в различной степени удаленные от центров излияния (на примере ксенолитсодержащих базанитов мыса Наварин удалось зафиксировать

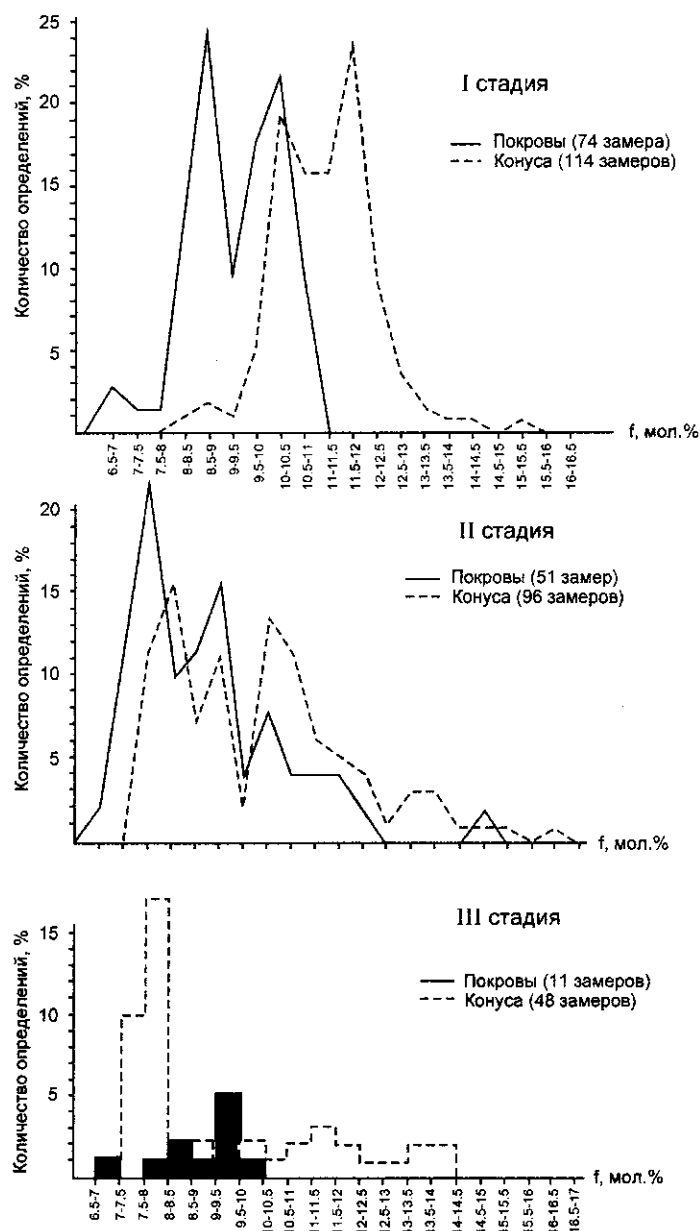


Рис. 78. Распределение железистости клинопироксенов из ультраосновных ксенолитов Вьетнама для различных стадий их эволюции

Объяснение в тексте

закономерное увеличение магнезиальности в потоках, наиболее удаленных от центра излияния). Насыщенные летучими, более холодные и поэтому менее подвижные расплавы щелочных оливиновых базальтов фиксируются непосредственно в центрах излияния в виде некков и лавово-шлаковых конусов. Повышение температуры сдвигает равновесие в системе ксенолит–вулканит в сторону более магнезиальных составов как самих вулканитов, так и ассоциирующих с ними включений.

6.2.3. “Черные” пироксениты–лерцолиты в парных образцах

В главе 4, где рассматривались примеры образования кумулятивных вулканических серий, было сделано заключение о том, что “черные” пироксениты по своим структурным особенностям, химизму и составу минералов являются закристаллизованными магматическими расплавами, испытывавшими в различной степени кумулятивное

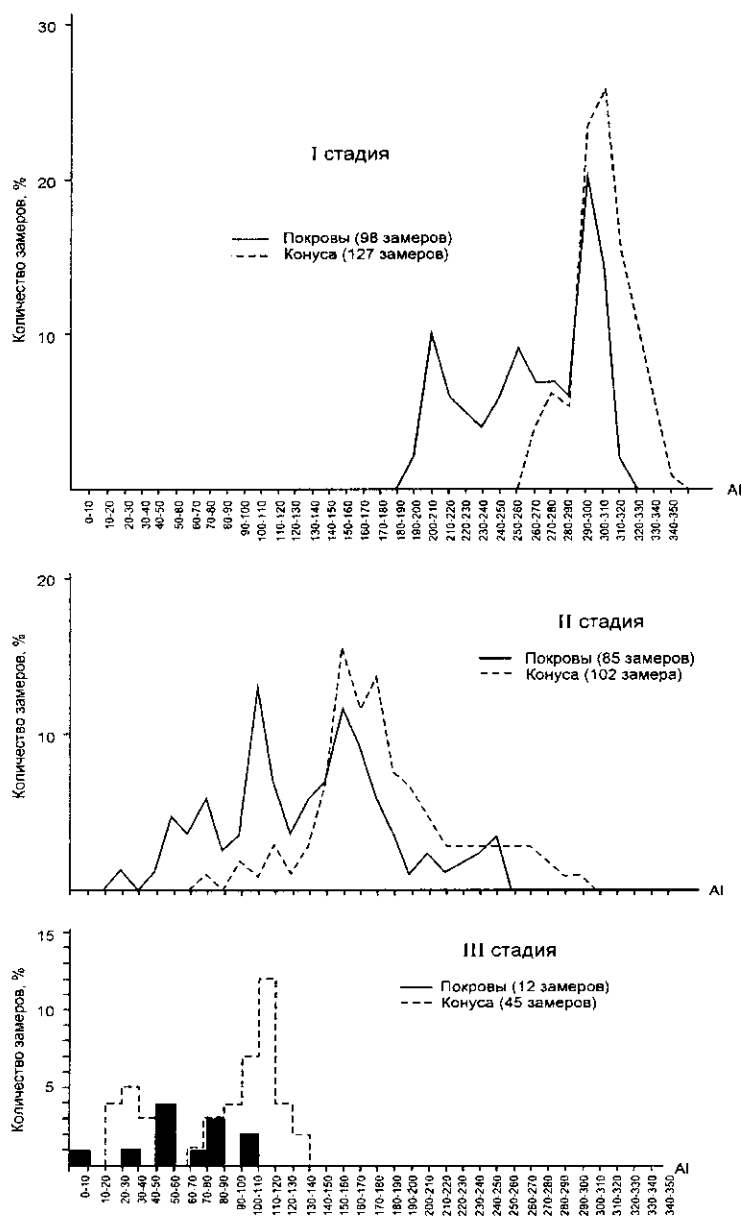


Рис. 79. Распределение глиноземистости (в формульных единицах, умноженных на 1000) клинопироксенов Вьетнама для различных стадий их эволюции

Объяснение в тексте

обогащение за счет высокомагнезиальных генераций титан-авгита. В коллекции вьетнамских ксенолитов удалось обнаружить и проанализировать несколько пар: перцолит–“черный” пироксенит в одном включении. Рассмотрим особенности этих парных составов.

Как видно на рисунке 80, по соотношению SiO_2 – MgO фигуративные точки некоторых “черных” пироксенитов достаточно близки к полю составов ксенолитсодержащих вулканитов этого региона и

характеризуют, вероятно, наиболее высокотемпературные и наименее фракционированные выплавки. Большая часть точек в разной степени удалена от этого поля и образует четко выраженный тренд кумулятивного обогащения магнезиальным титан-авгитом. Если спроектировать точки составов “черных” пироксенитов на предполагаемую линию эволюции составов первичных выплавок, то они расположатся в определенной последовательности, характеризующейся уменьшением

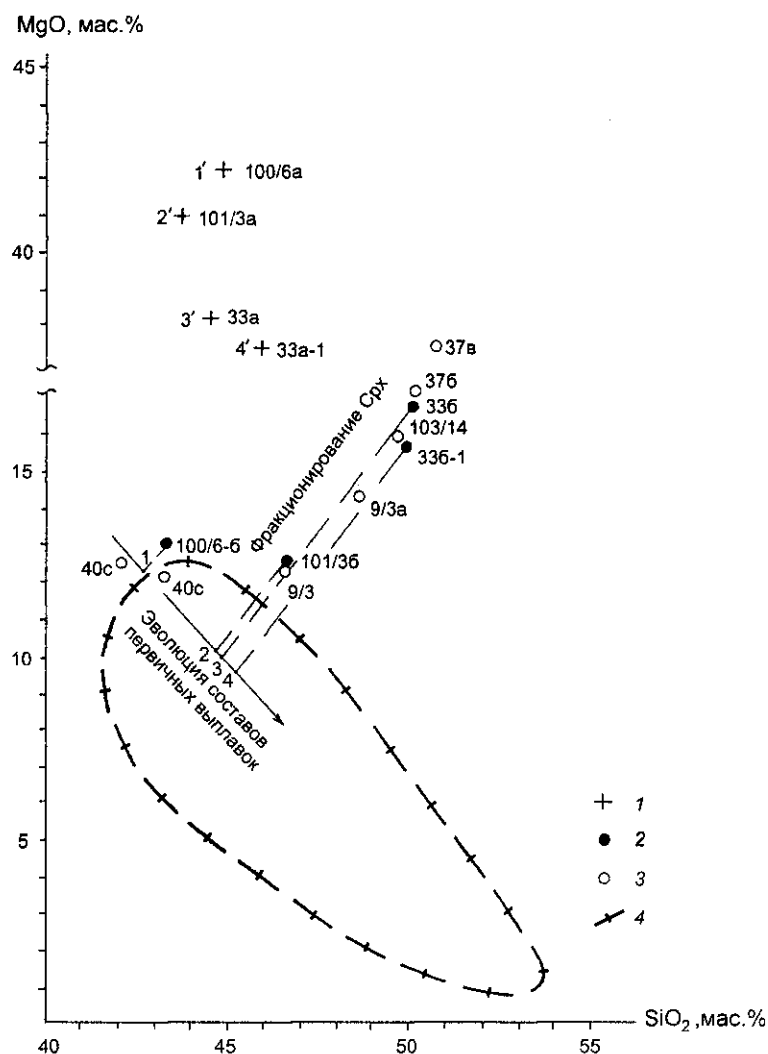


Рис. 80. Соотношение Mg – SiO₂ в сложных ксенолитах (пары: лерцолит – “черный” пироксенит)
 Состав ксенолитов: 1 – лерцолитов, 2–3 – “черных” пироксенитов: в парах с лерцолитом (2) и отдельно (3); 4 – поле составов ксенолитсодержащих вулканитов Вьетнама

содержания MgO и накоплением SiO₂. В той же последовательности (по крайней мере по содержанию MgO) располагаются точки составов соответствующих лерцолитов из этих же включений.

Таким образом, здесь наблюдается та же закономерность: чем выше магнезиальность ксенолитсодержащих вулканитов, тем более магнезиальны ксенолиты в них.

6.2.4. Составы минералов ксенолитов и особенности химизма ксенолитсодержащих вулканитов

Любопытная картина наблюдается при сопоставлении железистости ксенолитсодержащих вулканических пород с железистостью минералов

ксенолитов, которая проиллюстрирована примером состава клинопироксенов (рис.81). Здесь выделяется некоторая зона составов наименее перекристаллизованных и метасоматически измененных клинопироксенов из ультраосновных ксенолитов различных районов рассматриваемой переходной зоны, которые грубо коррелируются с составами вмещающих вулканитов (среднее значение коэффициента корреляции $K_{кор} = 0.27$). В эту область попадают наиболее ранние генерации клинопироксенов (в сростании с глиноземистой шпинелью) – узников в оливине из ксенолитов в магнезиальных субщелочных базальтах Харчинского вулкана. Это наиболее магнезиальная пара. Далее по мере роста железистости ксенолитсодержащих вулканитов в ту же область попадают клинопироксены из пироксенита в “акватуфах”

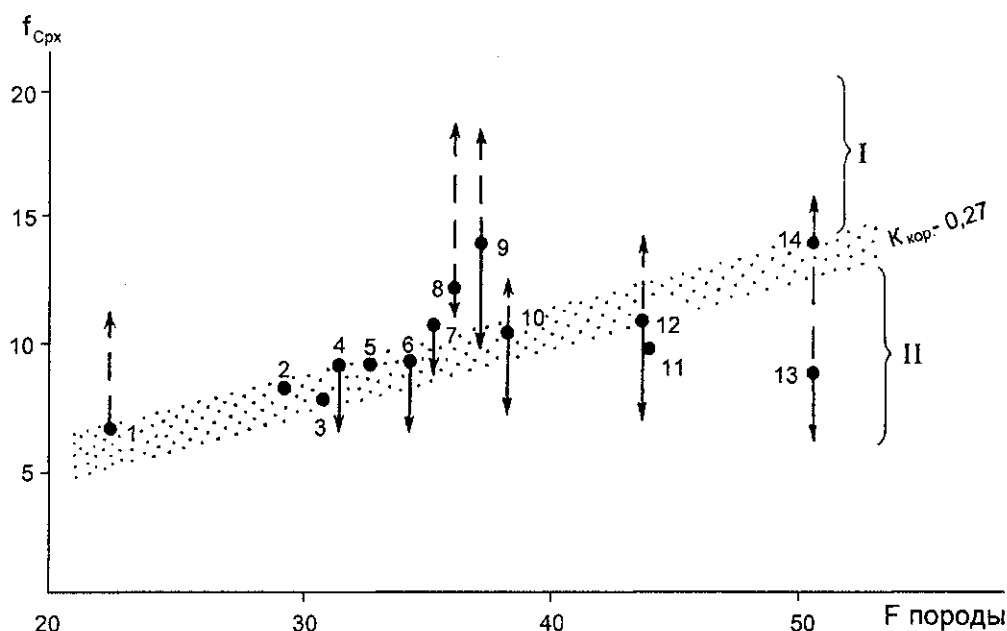


Рис. 81. Корреляционная диаграмма f – F для клинопироксенов из включений ультрамафитов и вмещающих вулканитов

Средние значения для наименее измененных клинопироксенов: 1 – Харчинский вулкан (минерал-узник в шпинели), 2 – р. Левая Жупанова (пироксенит в "акватуфах"), 3 – о. Броутона (гарцбургит в базальте), 4 – мыс Наварин (лерцолиты в потоках), 5 – Ключевского вулкан (гарцбургит в базальте), 6 – Вьетнам (лерцолиты в покровах), 7 – р. Валоваям (лерцолиты в дайке), 8 – район вулкана Бакенинг (клинопироксеновый дунит в щелочном базальте), 9 – р. Валоваям (лерцолиты в конусе), 10 – мыс Наварин (лерцолиты в некках), 11 – о. Чиринкотан (гарцбургит в андезите), 12 – Вьетнам (лерцолиты в конусе), 13–14 – Авачинский вулкан: узник в шпинели (13) и гарцбургит из ядра зонального включения (14). Точками выделено поле грубой корреляции составов с $K_{корр} = 0,27$. Сплошными стрелками показан диапазон изменения железистости в зонах декомпрессионного плавления и перекристаллизации включений; пунктиром – то же в зонах метасоматического изменения включений. $f = Fe / (Fe + Mg)$; $F = (Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$, мол. %

внутриплитных базанитов р. Лев. Жупанова, гарцбургита в известково-щелочных островодужных базальтах о. Броутона, лерцолитов из потока внутриплитных базанитов мыса Наварин, гарцбургита в известково-щелочных базальтах Ключевского вулкана, лерцолитов в покровных базальтах Вьетнама, лерцолитов из некка базанитов (внутриплитный геохимический тип) мыса Наварин, лерцолитов из конуса базанитов Вьетнама и железистого гарцбургита из ядра зонального ксенолита в андезитовых пемзах Авачинского вулкана. Что касается минералов-узников в шпинели из авачинских ксенолитов, то они гораздо более магнезиальные, чем несущие их породы пемзовых выбросов. Чтобы выдержалось условие грубой корреляции, им должны соответствовать базальты с железистостью 31–34 мол.%. Подобные вулканиты ($f = 29$ –33 мол.%) присутствуют на этом вулкане и они содержат мелкие ксенолиты гарцбургитов. По-видимому, многочисленные включения гарцбургитов с амфиболовыми "рубашками", выносимые пемзовыми взрывными отложениями этого вулкана, являются "переотложенными", тем

более, что они содержат корки более магнезиальных андезибазальтов.

Однако практически в каждой выборке клинопироксенов из ксенолитов имеются также генерации, отличающиеся повышенной магнезиальностью и связанные с зонами вторичного плавления и перекристаллизации включений. Как видно на рисунке 81 (область II), эти составы никак не коррелируются с железистостью несущих ксенолитов пород. Кроме того, в локальных зонах внутри ксенолитов, где иногда развит амфибол или флогопит, состав клинопироксенов отклоняется от поля грубой корреляции в сторону повышения его железистости (см. рис. 81, область I). При этом также отсутствует какая-либо корреляция с составом вмещающих вулканитов. Средние составы наименее измененных клинопироксенов из ксенолитов лерцолитов в дайке базанитов р. Валоваям (см. рис. 81, №7), гарцбургитов в потоке щелочных оливиновых базальтов района Бакенинга (см. рис. 81, №8) и лерцолитов в базальтах лавошлакового конуса р. Валоваям (см. рис. 81, №9) значительно более железистые, чем это опреде-

Таблица 50. Железистость минералов ксенолитов и ксенолитсодержащих вулканитов и коэффициенты корреляции между этими величинами для различных геохимических и фациальных типов вулканитов

	F породы	Клинопироксен				Ортопироксен				Оливин			
		f	n	σ	K кор.	f	n	σ	K кор.	f	n	σ	K кор.
Вьетнам													
1 покровы	34.6(9)	8.8	56	0.50	0.25	9.68	11	0.30	0.28	10	27	0.47	0.29
2 конуса	41.21(13)	10.86	89	0.61	0.26	10.53	78	0.38	0.26	10.89	75	0.33	0.26
Наварин													
3 лавы	34.41(9)	9.04	16	0.46	0.26	9.68	4	0.19	0.28	10.37	15	0.47	0.33
4 некви	40.93(4)	10.32	37	0.47	0.25	9.7	9	0.65	0.24	11.27	15	0.7	0.29
Валоваям													
5 дайка	35.38(3)	10.43	6	0.23	0.29	10.23	3	0.11	0.29	9.84	11	0.51	0.28
6 конус	37.31(1)	13.15	53	0.82	0.35	13.08	11	0.78	0.35	12.01	73	0.99	0.32
7 Район вулкана Бакенинг	41.54(9)	11.81	12	0.58	0.27	11.94	9	0.32	0.29	13.43	19	1.28	0.42

Примечание. F = $Fe_2O_3 + FeO / Fe_2O_3 + FeO + MgO$ (мол. %), в скобках – число определений; f = $Fe / Fe + Mg$ (ат. %); n – число определений; σ – среднее квадратичное отклонение; $K_{кор}$ – коэффициент корреляции

ляется полем грубой корреляции. В ксенолитах обоих районов обнаружен амфибол, хотя и не во всех разностях. Все эти особенности, вероятно, отражают влияние процессов щелочного (существенно натрового) метасоматоза.

Все, что было сказано о железистости клинопироксенов, можно отнести к другим минералам, что иллюстрируется коэффициентами корреляции, рассчитанными для некоторых геохимических и фациальных типов вулканитов (табл.50). Интересно отметить, что $K_{кор}$ клинопироксенов и оливинов для многих типов включений достаточно близок к тем значениям, которые используются при моделировании процессов кристаллизации базальтовых расплавов [Арискин и др., 1986] ($K_{кор} = 0.29$ для пироксенов и $K_{кор} = 0.33$ для оливинов). Заметные отклонения наблюдаются для высокожелезистых ксенолитов из конуса р.Валоваям, бакенингского потока и некоторых генераций минералов из ксенолитов Харчинского и Авачинского вулканов. Высокая железистость минералов из ксенолитов гарцбургитов и пироксеновых оливинитов района Бакенинг хорошо согласуется с большей железистостью их валовых составов (см. табл.18, ан.3–5) по сравнению с составами ксенолитов лерцолитов мыса Наварин (см. табл.10, ан.1–8) и является следствием натрового метасоматоза.

Таким образом, между минералогическими типами включений (и составом их минералов), с одной стороны, и геохимическим типом вулканитов, с другой, существует четкая корреляционная зависимость. Правда, иногда она нарушается при вторичной перекристаллизации или метасоматической переработке включений.

6.3. КСЕНОЛИТ+ВУЛКАНИТ – САМОРЕГУЛИРУЮЩАЯСЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

До сих пор рассматривалась система ксенолит-вулканит в стационарном ее состоянии с разной степенью детальности, в связи с различными геохимическими и фациальными типами вулканических пород. Однако в разделе 5.2 было показано, что эволюция включений в ходе их декомпрессионного преобразования имеет стадийный характер и сопровождается изменением как типов включений, так и состава их минералов. Рассмотрим, как это согласуется с изменениями состава вулканитов.

6.3.1. Серийные переходы и варьирующие типы включений

Как было показано в разделе 4.2, переход от условий шпинель-лерцолитового к плагиоклазовому равновесию может осуществляться двумя путями: 1) при наличии прямой корреляционной зависимости между калием и каким-либо другим элементом в условиях ортоклазового контроля – проявляются эволюционные вулканические серии и 2) при значительных вариациях других элементов в ограниченном интервале изменения калиевой щелочности в условиях амфиболового или флогопитового контроля – образуются транзитные (внутриплитные) серии вулканитов. Фрагменты обоих типов переходов иллюстрируются рисунками 43 и 44.

В качестве примера перехода первого типа использованы серии базальтоидов гавайских вулканов, т.к. в пределах рассматриваемой зоны такого примера не нашлось. На подводном вулкане Лоихи (в юго-восточной части цепи Гавайских островов) в четырех потоках щелочных базальтов и базанитов были обнаружены редкие небольшие ксенолиты ультрамафитов и мегакристы оливина [Clague, 1988]. Исторические (1800–1801 гг.) потоки щелочных базальтов на вулкане Хуалалаи (остров Гавайи) известны обилием ксенолитов ультрамафитов и габброидов [Chen-Hong Chen et al., 1992; Bohrsen, Clague, 1988].

Как видно на рисунках 82 и 83, серии вулканических пород обоих вулканов характеризуются хорошо выраженной прямой корреляционной зависимостью в парах К–Nb и К–Ta, причем точки ксенолитосодержащих вулканитов сдвинуты из поля шпинель-лерцолитового равновесия в сторону области плагиоклазового контроля.

Рассмотрим особенности ксенолитов в породах этих серий. Вместо преобладающего типа включений шпинелевых лерцолитов, который характерен для вулканитов из области I (рис.84), на вулкане Лоихи встречаются только ксенолиты дунитов, гарцбургитов и единственный образец верлита, а в богатой выборке включений из потоков вулкана Хуалалаи преобладают дуниты, верлиты и оливинные клинопироксениты, встречаются вебстериты и разнообразные габброиды. Далее, как видно на рисунке 84, клинопироксены гавайских включений дают поле рассеивания точек в широком диапазоне изменения глиноземистости при сравнительно невысокой и мало изменяющейся натровости составов со слабо выраженной прямой корреляционной зависимостью. В целом картина весьма сходна с наблюдавшейся для клинопироксенов бакенингских ультрамафитов (см. рис.73). Однако гавайские клинопироксены при этом несколько более натровые. Тем не менее их составы

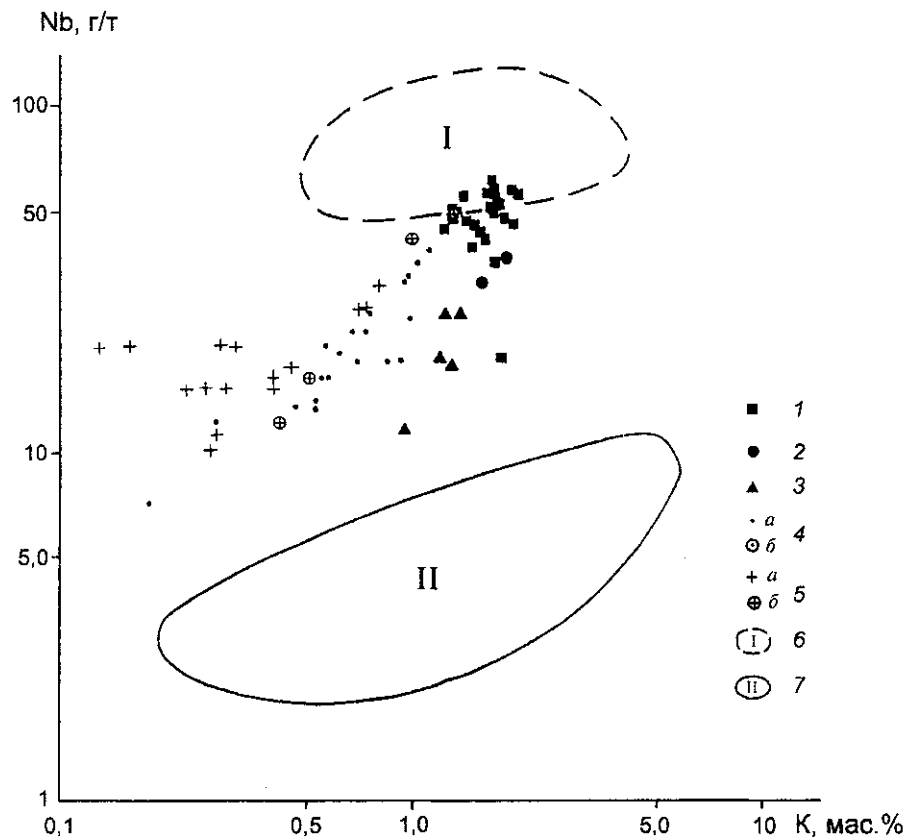


Рис. 82. Соотношение Nb – К в различных типах вулканических пород Гавайских вулканов и пород внутриплитного геохимического типа Камчатско-Корякско-Чукотского региона

1 – мыс Наварин; 2 – р.Валоваям; 3 – район вулкана Бакенинг; 4, 5 – Гавайские вулканы: 4 – вулкан Лоихи [Clague, 1988], 5 – вулкан Хуалалаи [Chen-Hong Chen et al., 1992; Bohrsen, Clague, 1988]; а – вулканиты без включений, б – базальтоиды с включениями ультрамафитов; 6, 7 – поля составов: 6 – ксенолитосодержащие вулканиты внутриплитного типа (использованы данные из работ, перечисленных в табл.30 и материалы автора), 7 – островодужные вулканиты Камчатки [Геохимическая типизация..., 1990], (материалы автора)

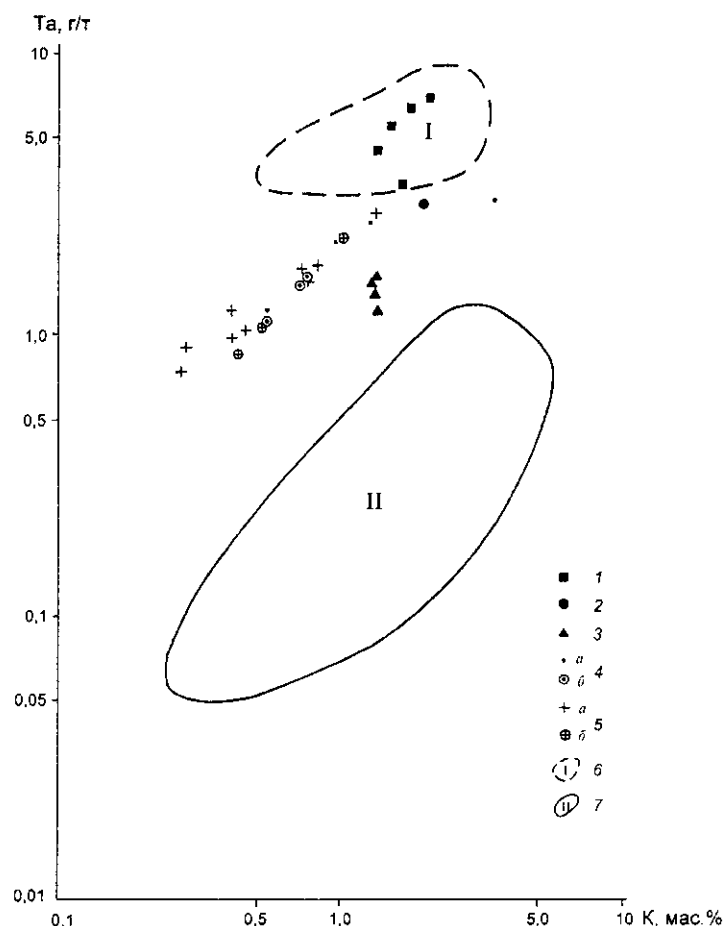


Рис. 83. Соотношение Та – К в различных типах вулканических пород Гавайских вулканов и пород внутриплитного геохимического типа Камчатско-Корякско-Чукотского региона
Условные обозначения те же, что на рис.82

соответствуют II-ой и III-ей стадиям эволюции включений ультрамафитов (см. раздел 5.2), причем большая часть фигуративных точек на рисунке 84 располагается в поле включений, не содержащих ортопироксен. Действительно, авторы, занимавшиеся изучением этих ксенолитов, подчеркивают ту особенность, что ортопироксен – редкий минерал этого типа гавайских включений [Clague, 1988; Chen-Hong Chen et al., 1992]. Этот минерал встречается либо в гарцбургитах (III-я стадия эволюции включений), либо в вебстеритах с многочисленными структурами распада в клинопироксене [Bohrson, Clague, 1988]. Подобно бакенинским ксенолитам, гавайские включения рассматриваемого типа характеризуются повышенной железистостью всех минералов, высокой титанистостью (до 5–7% TiO_2), умеренной глиноземистостью (до 30–35% Al_2O_3), умеренной (до 40–41% Cr_2O_3), а иногда повышенной (до 50,5% Cr_2O_3) хромистостью шпинелей.

Переход второго типа уже был детально рассмотрен (см. раздел 5.3) в последовательности районов: мыс Наварин – р.Валоваям – район вулкана Бакенинг. Как видно на рисунках 82 и 83, ксенолитсодержащие базаниты и щелочные оливиновые базальты в этой последовательности характеризуются резким уменьшением концентраций Nb и Та в узком диапазоне изменения калиевой щелочности. Причем соответствующие точки смещаются на графиках из области концентраций, соответствующих полю шпинель-лерцолитового равновесия в сторону плагиоклазового контроля. При рассмотрении рисунков 82 и 83 видно, что гавайские щелочные базальты по уровню накопления этих элементов соответствуют бакенинским.

В рассматриваемом ряду закономерно меняется типовой состав включений от шпинелевых лерцолитов до клинопироксеновых оливинитов и гарцбургитов.

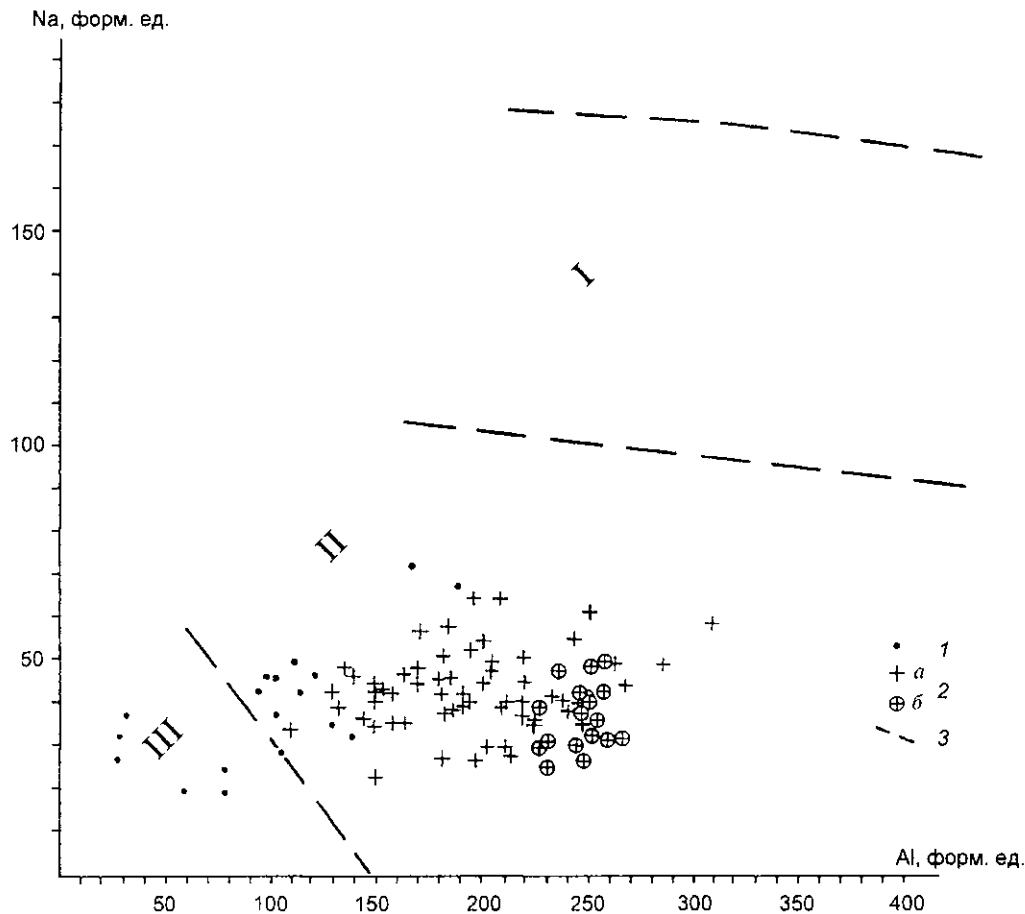


Рис. 84. Диаграмма Na – Al для клинопироксенов из ксенолитов ультрамафитов Гавайских вулканов

1 – вулкан Лоихи [Clague, 1988]; 2 – вулкан Хуалалаи: а – по [Chen-Hong Chen et al., 1992; Bohrsen, Clague, 1988], б – по данным автора; 3 – границы стадий эволюции включений в соответствии с рис.59. I, II, III – основные стадии эволюции (лерцолитовая, клинопироксен-оливинитовая и гарцбургитовая)

Закономерно меняется состав минералов ксенолитов. Как видно на рисунке 73, в рассматриваемом ряду натровость и глиноземистость клинопироксенов последовательно уменьшается. При этом различные генерации пироксенов первых двух районов проходят все три стадии эволюции, а третьего района – только пироксен-оливинитовую и гарцбургитовую. При этом можно заключить, что как вмещающие породы, так и ксенолиты гавайских вулканов и района Бакенинга находятся примерно на одной и той же стадии эволюции.

Таким образом, изменение состава пород при переходе от условий шпинелевого равновесия в сторону меньшей барофильности сопровождается закономерным изменением типового набора включений и их минералогических особенностей.

Рассмотрим, как проявляются эти особенности в ксенолитах на микроуровне.

6.3.2. Вторичные генерации минералов ксенолитов и состав стекол

В разделе 5.2 уже говорилось о том, что во многих первичных по составу лерцолитовых ксенолитах можно найти признаки их стадийного преобразования: перекристаллизации, плавления, образования новых минеральных фаз. В общем случае эти преобразования идут по схеме: шпинелевый лерцолит – верлит или клинопироксеновый оливинит – гарцбургит. Смена парагенезисов минералов и изменение их составов свидетельствует о переходе ксенолита из шпинелевой в плагиоклазовую фацию. Ксенолиты, однако, при этом выносятся одними и теми же базанитовыми или щелочными оливиновыми расплавами, которым, исходя из материалов, изложенных в предыдущих разделах, должны соответствовать включения

шпинелевых лерцолитов. Казалось, принцип равновесия нарушается. Однако не следует забывать, что с новыми парагенезисами: $Ol+Cpx+Sp\pm Pl(Ort)$ или $Ol+Cpx+Orx+Sp(Cr)\pm Pl(Ort)$ сосуществуют стекла, составы которых меняются от трахиандезибазальта до трахириолита и фонолита (см. табл. 9). Меняется не только кристаллическая фаза ксенолита, преобразуется состав той расплава, который ассоциирует с этой кристаллической фазой.

Конечным членом в ряду перекристаллизации лерцолитовых ксенолитов являются гарцбургиты, которые мало чем отличаются от ультраосновных включений островодужного типа (см. табл. 35–38). Как видно на рисунке 55, по соотношению SiO_2 и MgO составы стекол, образующихся в результате такого процесса, практически ничем не отличаются от составов пород, несущих включения дунит-гарцбургитовой ассоциации в островодужных системах.

Таким образом, принцип соответствия ксенолит–вулканит наблюдается как на макро-, так и на микроуровне.

6.4. ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ВКЛЮЧЕНИЙ УЛЬТРАМАФИТОВ

Перейдем к одному из самых сложных вопросов петрологии системы ксенолит–вулканит – проблеме образования ультраосновных включений.

6.4.1. Существующие представления

Эта проблема подробно рассматривалась во многих публикациях [White, 1966; Forbes, Kuno, 1967; Jackson, 1968; Волохов, 1972; Щека, 1983; Mantle xenoliths, 1987; Mafic and ultramafic xenoliths..., 1988]. Можно выделить, по крайней мере, три направления в попытках ее решения.

Традиционно большинством исследователей подавляющая часть включений в вулканитах (особенно гипербазиты) рассматривается как непосредственные отторженцы мантийной среды магмообразования.

Второе направление ([Волохов, 1972; Щека, 1983; Маракушев, 1988] – общетеоретические представления и [Цветков, 1983; Цветков, Авдейко, 1982] – для островодужных ксенолитов) касается аналогий, проводимых между включениями в вулканитах и базит-гипербазитовыми интрузиями. На основании вещественной близости этих образований делается вывод, что включения являются в основном ксенолитами тех интрузивных пород,

которые залегают в фундаменте вулканического пояса.

Третье направление является развитием взглядов Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [1935], А.Н. Заварицкого [1955] и других исследователей на включения, как родственные вулканитам образования. Гипотеза субвулканического генезиса некоторых типов включений развивается И.М. Волоховым [1972]. В последней крупной работе С.А. Щеки [1983] высказывается мнение, что включения шпинелевых и гранатовых перидотитов в щелочных базальтоидах в большинстве случаев связаны с глубинной кристаллизацией пикритовой составляющей базальтовой магмы в условиях повышенного давления летучей фазы.

6.4.2. Некоторые соображения о генезисе ультраосновных включений в системе ксенолит–вулканит

Рассмотрим выводы о генезисе включений, к которым приводит нас разобранный выше фактический материал.

Гипотеза реликтового мантийного генезиса базит-гипербазитовых включений в вулканитах в петрологическом плане базируется на двух догмах:

а) метаморфогенном облике и специфическом чрезвычайно однообразном составе включений, который испытывает некоторые изменения за счет процессов мантийного метасоматоза и контактного метаморфизма на границе с транспортирующим расплавом;

б) “запрещенном” для вулканических пород, в основном, барофильном составе минералов включений.

Анализ накопленных за последнее время петрологических материалов, наряду с детальным изучением минералогии включений и вулканитов не позволяет применить эту аргументацию, что ведет к пересмотру укоренившихся представлений о мантийной (реликтовой) их природе.

В результате многочисленных исследований ксенолитов было показано, что эти образования почти для каждой петрографической провинции характеризуются своими индивидуальными особенностями. Наиболее существенные различия, как мы уже отмечали, наблюдаются между включениями, которые встречаются в вулканитах внутриплитных (океанических и континентальных) областей, с одной стороны, и теми, что распространены в зонах активного островодужного развития, с другой.

Однако эти различия сторонники мантийного генезиса включений связывают с особенностями состава мантийного субстрата, выделяя истощенную мантию или обогащенную (главным образом, за счет процессов мантийного метасоматоза).

Но вот обнаружены такие объекты проявления вулканизма (вулкан Иль-де-Цендр в Южно-Китайском море, район мыса Наварин), когда в одном конусе или потоке в равных количествах присутствуют включения обоих типов: истощенной и неистощенной мантии. При этом было показано, что эффект истощенности может проявляться как реакция системы ксенолит–магматический расплав на изменение окружающей обстановки и, в первую очередь, глубинности системы. В ходе декомпрессионной перекристаллизации включений они все более приобретают черты сходства с истощенными ксенолитами дунит-гарцбургитовой ассоциации. Образующиеся в ходе плавления ксенолитов стекла все более обогащаются глиноземом, кремнеземом и щелочами, представляя ряд перехода от глубоководных базанитовых расплавов, недосыщенных силикатными компонентами, к малоуглубленным андезитобазальтовым и андезитовым магмам, насыщенным этими компонентами. Водные условия способствуют большей продвинутой этого процесса.

Если говорить о “черных” пироксенитах, то наблюдающиеся их особенности проявления (каемки, оторочки, жилы в лерцолитах), состава (комплементарность в паре пироксенит-лерцолит), структурно-текстурных характеристик (неравномернозернистые агрегаты с большей магнезиальностью порфирических выделений клинопироксена, интенсивная пористость), взаимоотношения с лерцолитами (следы “усвоения” лерцолитового материала пироксенитовым), наконец, особенности минерального состава (широкий диапазон вариации температурных трендов клинопироксенов при ограниченности колебаний в содержании жадеитовой составляющей) – все это однозначно указывает на то, что эти пироксениты – закристаллизовавшиеся достаточно глубоководные высокомагнезиальные магматические расплавы, которые находились в равновесии с более магнезиальной кристаллической фазой лерцолитов. Более того, поскольку существует определенное соответствие между типом включений и типом содержащих их пород (причем изменение состава включения сопровождается изменением состава окружающего его расплава), можно, вероятно, говорить о том, что ксенолитсодержащие породы и сами ксенолиты представляют собой единую закаленную

магматическую систему, стремящуюся находиться в субравновесном состоянии. Рисунок 85, где показаны тренды изменения составов клинопироксенов как во включениях, так и в вулканитах, дает наглядное представление об особенностях эволюции этой системы. Совершенно бессмысленно искать на этой диаграмме точки составов клинопироксенов, отвечающих изначальному мантийному веществу. Поступление новой информации может удлинить тренды или добавить новые, и тогда выбранная точка отсчета окажется только одним из фрагментов эволюции системы.

Как видно на рисунке 54, область составов клинопироксенов вулканитов (не только вкрапленников, но и микролитов) на треть перекрывает поле V составов этого минерала из перидотитовых включений. Как следует из таблицы 51, клинопироксены с железистостью около 8 мол.% обнаруживаются в составе микролитов в магнезиальных базальтах. Невысокой железистостью, вполне сопоставимой с таковой для большинства минералов ксенолитов, характеризуются многие минералы, ассоциирующие с кислыми стеклами в природных ассоциациях. Очевидным доказательством возможности кристаллизации материала ультраосновных включений из насыщенного летучими магматического расплава является состав минералов-узников в раскристаллизованных “каплях” из шпинелей включений Авачинского вулкана (см. табл. 51), сходный с составом минералов включений. Клинопироксены-узники являются типичными для включений дунит-гарцбургитовой ассоциации хромдиопсидами с содержанием до 2% Cr_2O_3 , низкоглиноземистыми, практически не содержащими щелочей и титана. При этом в наиболее магнезиальных генерациях железистость понижается до 7,9 мол.%. Ортопироксены также магнезиальные (f до 10,5 мол.%), низкоглиноземистые, иногда с повышенным содержанием CaO (до 2%). Если прибавить сюда высокохромистую шпинель (минерал, содержащий “капли”), то получится типичный парагенезис вебстерита, обычного члена дунит-гарцбургитовой ассоциации Авачинского вулкана. Интересно, что состав наиболее основного стекла-узника, ассоциирующего с вебстеритом, соответствует андезитобазальту, который отличается от авачинских ксенолитсодержащих пород такого типа (см. табл. 40, №№ 19–21) несколько повышенным содержанием Al_2O_3 (до 21%), более высокими содержаниями Na_2O (до 5%) и низкими MgO и K_2O (до 0,31%).

Итак, базит-гипербазитовые ксенолиты в вулканитах не являются реликтовым мантийным

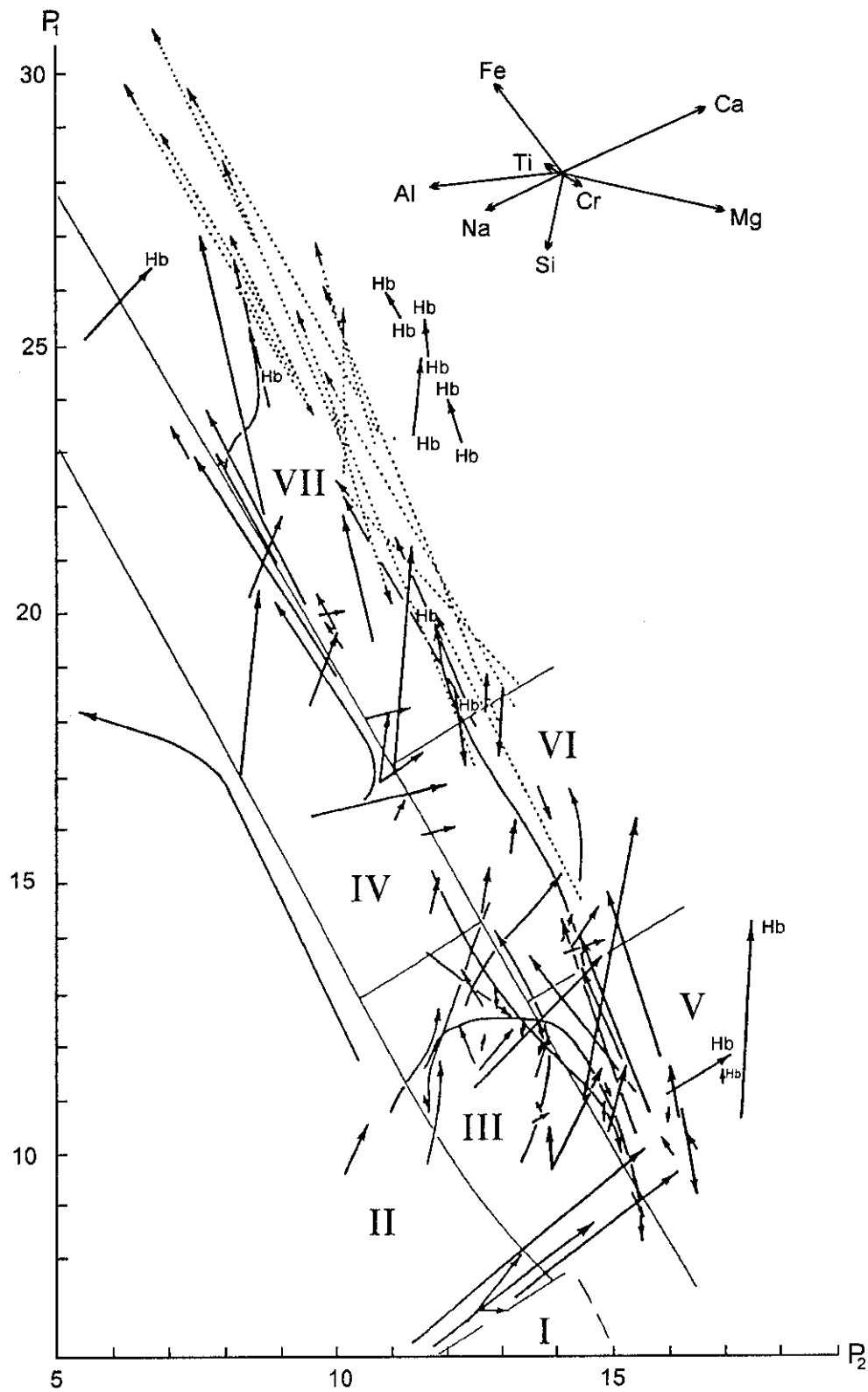


Рис. 85. Обобщенная диаграмма характера трендов изменения состава клинопироксенов во включениях (сплошные стрелки) и в вулканитах (точечные стрелки)

Hb – составы клинопироксенов вблизи амфибола. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 4

Таблица 51. Примеры сосуществования высокомагнезиальных ассоциаций минералов с кислыми стеклами

Особенности химического состава	Марсианиты-бониниты	Пикриты (авачиты) Авачинского вулкана	Капли-узники в шпинелях из гарибургитов Авачинского вулкана	Минералы-индикаторы "бонинитовой тенденции". подводный вулкан Пийпа и стекла основной массы
№ п.п.	1	2	3	4
КЛИНОПИРОКСЕН				
SiO ₂	57-59*	52-53	53-55	52-54
Al ₂ O ₃	0.3-1.3	0.5-1	1-3	1.5-3
TiO ₂	н.о.	0.05-0.1	н.о.	0.1-0.3
Na ₂ O	0-0.5	0-0.2	0-0.05	0.1-0.2
f	7.5-10.5	9-12	8-10	10-13
ОРТОПИРОКСЕН				
SiO ₂	55-58	54.5-55.5	56-58	55-56.5***
Al ₂ O ₃	0.6-1.4	0.5-0.9	0.8-4.3	1-3
f	11-14	16-17	10-12	11-13
ОЛИВИН				
f	10.8	17.5-18	10.7	11-13
ШПИНЕЛЬ				
TiO ₂	0.03-1.45	0.5-4	0-0.06	0.3-0.5
Al ₂ O ₃	5-10	8-10	17-25	16-17
Cr ₂ O ₃	45-62.5	36-52	41-50	45-46
СТЕКЛА				
SiO ₂	60-63	67-70**	58-67	60-66
Al ₂ O ₃	16-18	15.0-15.5	17-21	13.5-17
MgO	0.5-1.4	1-2.6	1.5-2	0.6-3.5
TiO ₂	0.15-0.24	1.5-1.7	0.05-0.1	0.5-2.2

Примечание. За рядом исключений взяты ядра и средние зоны вкрапленников минералов и стекла основной массы. Шпинель - в виде включений в оливинах и клиноэнстатите, за исключением колонки 2 мегакрита и 3, где этот минерал сам является вмещающей фазой. 1 - по данным [Геология дна..., 1980], 2 и 3 - материалы автора, 3 - по данным [Вольнец и др., 1992].

* - здесь клиноэнстатит, ** - включение стекла в ортопироксен, *** - краевые зоны по вкрапленникам более железистого пироксена

веществом. Совместно с несущими их породами включения представляют единую саморазвивающуюся магматическую систему, и мы каждый раз имеем дело лишь с фрагментами этой системы.

Сделанный вывод не умаляет петрологической информативности ксенолитов ультрамафитов в вулканитах. Во-первых, они являются важным показателем особенностей эволюции магматической системы. И, во-вторых, ксенолиты можно использовать для реконструкции определенных зон литосферы, так как они отражают состав кристаллического вещества, которое в какой-то момент времени и в каком-то объеме пространства находится в субравновесном состоянии с расплавом фиксированного состава. Так, судя по составу включений, возникновение магм в тыловой зоне происходит в мантии на уровне шпинель-перидотитового равновесия. Область генерации островодужных магм, по-видимому, имеет существенно "габброидный состав" и характеризуется условиями устойчивости плагиоклаза выше зоны перехода габбро в эклогит. Эта область, по-видимому, соответствует "переходному слою" между корой и

мантией и, возможно, базальтовому слою земной коры. Промежуточная зона между тыловой и фронтальной областью характеризуется сочетанием обстановок возникновения магматизма, присутствующих этим двум крайним областям.

Подведем некоторые итоги.

1. Ксенолиты ультрамафитов так же, как и содержащие их вулканиты не являются случайным сообществом.

2. На любом уровне исследования (межсерийном, внутрисерийном, в парных образцах, в зонах плавления и перекристаллизации одного образца) наблюдается зависимость между петрохимическими особенностями вулканита (или его эквивалента в виде "черного" пироксенита или стекловатой фазы) и минералогическим типом включения.

3. В ходе декомпрессионного преобразования меняется тип и состав включений, а также происходит изменение и несущего ксенолиты расплава.

4. В общем плане сообщество ксенолит-вулканит следует рассматривать как саморегулирующуюся геологическую систему.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На достаточно обширном и представительном материале изучены особенности вещественного состава (петрохимия, геохимия, минералогия, изотопия) ксенолитсодержащих вулканитов различных регионов Восточно-Азиатской окраины, проведено их сравнение с подобными типами пород внутриплитных континентальных и океанических областей, а также островных дуг и активных континентальных окраин.

Подробно рассмотрена минералогия и валовый химический состав различных типов базит-гипербазитовых включений в вулканитах, имеющих различное тектоническое положение.

И вулканиты, и находящиеся в них ультраосновные включения следует рассматривать как единую саморазвивающуюся геологическую систему.

Построен ряд дискриминантных петрохимических, геохимических, изотопных и минералогических диаграмм, существенно дополняющих имеющийся арсенал петрологической методологии.

Отметим некоторые наиболее острые, дискуссионные вопросы, связанные с затронутой проблемой.

1. Ксенолитсодержащие вулканиты как магматические дериваты, наиболее приближенные к родоначальным расплавам, занимают определенное место в иерархии петрохимических типов магматических пород, петрохимических и геохимических серий. Они несут обширную петрохимическую, геохимическую, изотопную и минералогическую информацию об условиях выплавления магматических расплавов, которая в значительной степени затушевывается в ходе проявления мало-глубинных процессов магматической дифференциации, метасоматоза или контаминации расплавов материалом коры. Повышенную магниальность некоторых экзотических пород (бонинитов, меймечитов, сетоучитов и др.), которые не содержат глубинных ксенолитов и выходят за рамки вы-

деленных автором полей "родоначальных" составов, можно объяснить мало-глубинным кумулятивным обогащением оливином, диоксидом или энстатитом. Их петрохимические характеристики не соответствуют исходным расплавам.

2. Сопоставление составов ультраосновных включений и вулканитов как на макро-, так и на микроуровне свидетельствует о наличии соответствия между минералогическим типом включений и геохимическим типом несущих его вулканических пород. Это соответствие указывает на то, что глубина магмогенерации является тем основополагающим фактором, от которого зависит тип возникающего магматического расплава и его изотопно-геохимические и минералогические особенности. Следовательно, определенные ограничения необходимо вносить в глубинную модель процессов магмообразования. Например, андезиты и более кислые расплавы не могут быть отнесены к числу глубинных мантийных пород. Эквивалентные этим расплавам составы стекол образуются при плавлении лерцолитов, а в особенности гарцбургитов в условиях оливин-плагноклазового равновесия. В ассоциации с андезитами встречается только мало-глубинный тип включений. Согласно экспериментам Б.Майсена и А.Беттчера [1979], островодужные андезиты могут образоваться при прямом плавлении мантийного лерцолита, однако из условий экспериментов неясно, в прогрессивную или регрессивную стадию плавления образуются андезитовые стекла. Неясен также состав минералов, находящихся в парагенезисе с этими стеклами. В то же время эксперименты Б.Клингенберга и И.Куширо [Klingenberg, Kushiro, 1996] показывают, что достаточно кислые "бонинитовые" стекла в ассоциации с гарцбургитовым парагенезисом могут образовываться при давлении около 5 кВ даже в безводной обстановке. Представление о том, что так называемые адакиты – магниальные

андезиты отражают составы тех первичных выплавов, которые возникают за счет плавления субдуцируемой океанической коры на уровне пиропгранатового равновесия [Defant, Drummond, 1990; Drummond, Defant, 1990], не соответствуют действительности. В таких условиях должны образовываться кимберлиты, либо недосыщенные кремнеземом базальтоиды, несущие совершенно иную геохимическую нагрузку, чем адакиты.

3. Различающиеся по щелочности вулканы камчатских вулканов (толеитового Авачинского, известково-щелочного Ключевского и субщелочного Харчинского) содержат один и тот же гарцбургитовый тип ультраосновных включений. Следовательно, их различающаяся щелочность имеет вторичную природу (магматическую!). Следы вторичного магматического ошелачивания наблюдаются также при сравнении вьетнамских базанитов и "черных" пироксенитов, как возможных эквивалентов первичных расплавов.

4. Благодаря своей высокой петрогенетической информативности, ксенолитсодержащие вулканы, также как и сами включения, являются хорошими индикаторами геодинамической обстановки проявления вулканизма в переходной области между Тихим океаном и Азиатской окраиной. Наблюдаемая в одной выборке или в одном образце ксенолита картина его декомпрессионного преобразования проявляется затем

фрагментарно на примере ассоциаций включений в разных регионах в связи с соответствующим типом вулканизма. Так, внутриплитный тип вулканических пород с включениями шпинелевых лерцолитов характеризует обстановку окраинно-континентального рифтогенеза; базальты с внутриплитными геохимическими признаками, несущие включения верлитового типа, отражают особенности начинающегося рифтинга в пределах континентальной окраины или стабилизированных блоков островодужных систем; наконец, вулканы субдукционного типа с включениями дунит-гарцбургитовой ассоциации характеризуют геодинамическую обстановку фронтальной зоны островодужных систем.

5. Выявленные геологические, изотопно-геохимические и минералогические корреляции включений и вмещающих их вулканизмов свидетельствуют об их генетическом родстве во всех зонах проявления. В любом случае ксенолиты в вулканах нельзя отождествлять с веществом верхней мантии, так как они несут следы значительного преобразования как в зонах магмогенерации, так и в ходе своего движения к земной поверхности. По тем же причинам затруднителен поиск среди ксенолитов прямых аналогов глубоководной протокристаллической фазы, каковой они, по сути и являются. Рисунки 81 и 85 наглядно свидетельствуют об этих сложностях.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В.А., Колосков А.В., Сапожников Е.А.* Минералогические особенности включений гипербазитов в лавах подводного вулкана Иль-де-Цендр (Южно-Китайское море) // Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М. 1980. С.107-118.
- Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В.* и др. Курило-Камчатская дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С.37-85.
- Альмухамедов А.И., Жюто Т., Матвеев В.В.* и др. Толеитовые базальты Красного моря // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск. 1984. С.41-59.
- Альмухамедов А.И., Золотухин В.В., Альмухамедов Е.А.* Кайнозойские траппы Декана. 2. Геохимическая характеристика // Геология и геофизика. 1991. № 10. С.58-67.
- Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В.* Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона // Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Алт Ю.Г.* Позднекайнозойский щелочной вулканизм Чукотского полуострова // Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук., Магадан. 1994. 23 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я.* ЭВМ-моделирование кристаллизации базальтовых расплавов в условиях заданной фугитивности кислорода // Геохимия. 1986. № 11. С.1614-1627.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Балашов Ю.А., Нестеренко Г.В.* Распространенность РЗЭ в траппах Сибирской платформы // Геохимия. 1966. № 7. С.854-860.
- Баскина В.А.* Мезозойско-кайнозойский вулканизм и его специфика в рудных районах Приморья // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР. Владивосток. 1984. 138 с.
- Белоусов В.В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 143 с.
- Белоусов В.В., Герасимовский В.И.* Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т.3. 288 с.
- Бибикина Е.В., Кирнозова Т.Н., Макаров В.А.* Свинцово-изотопное изучение базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. // Вулканология и сейсмология. 1979. № 2. С.77-84
- Бибикина Е.В., Кирнозова Т.Н., Максимов А.П.* и др. Исследование изотопного состава свинца андезитов вулкана Безымянного (Камчатка) // Геохимия. 1983. № 2. С.163-171.
- Богатиков О.А., Зоненицайн Л.П.* Магматизм и геодинамика // Петрология. Т.9. М.: Наука, 1984. С.3-14.
- Богатиков О.А., Кононова В.А., Махоткин И.Л.* и др. Редкоземельные и редкие элементы как индикаторы генезиса лампроитов Центрального Алдана // Вулканология и сейсмология. 1987. №1. С.15-29.
- Богатиков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И.* Магматическая эволюция островных дуг // Тихоокеанская геология. 1985. №1. С.19-35.
- Богданов Н.А., Кепежинкас В.В., Федорчук А.В., Усова Л.В.* Берингово море // Петрология и геохимия магматизма островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С.68-92.
- Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* Полевощпатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов // Ксенолиты и гомеогенные включения. М.: Наука, 1969. С.64-67.
- Варнавский В. Г., Малышев Ю.Ф.* Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С.3-13.

- Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 218 с.
- Волохов И.М.* Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах – родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии // Новосибирск: Наука, 1972. 72 с.
- Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореф. дис. доктора геол.-минерал. наук. 1993. С.67.
- Вольнец О.Н., Ананьев В.В.* Хромистые амфиболы и слюды ультраосновных включений в четвертичных лавах Камчатки и Курил // Докл. АН СССР. 1989. 307. № 5. С.1203-1206.
- Вольнец О.Н., Колосков А.В.* Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 136 с.
- Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А.* и др. Гипербазитовые включения в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990б. С.43-57.
- Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М.* и др. Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // Докл. АН СССР. 1987. 293. № 3. С.685-688.
- Вольнец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М.* Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение // Бюл. вулканол. ст. 1976. № 52. С.115-126.
- Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Колосков А.В., Ляликов А.В., Стиридонов В.Г.* Первые данные об изотопном составе неодима в позднекайнозойских К-На щелочных базальтах Камчатки // Докл. РАН. 1996. Т.350. № 2. С.239-241.
- Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М.* Изотопный состав поздненеогеновых К-На щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С.1005-1018.
- Вольнец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И., Ягодзински Дж.М., Покровский Б.Г., Григорьев В.С.* Изотопный состав стронция и кислорода позднекайнозойских К-На щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа, Камчатка // Петрология. 1995. Т.3. № 2. С.207-213.
- Вольнец О.Н., Колосков А.В., Пополитов Э.И., Новиков В.М., Кирсанов И.Т., Флеров Г.Б., Дубик Ю.М.* Геохимические особенности оливинов из различных четвертичных базальтов Камчатки и Курил в связи с вопросами петрогенезиса // Геохимия. № 3. 1975. С.412-419.
- Вольнец О.Н., Колосков А.В., Ягодзински Г.М., Селиверстов Н.И.* и др. Бонинитовая тенденция в лавах подводного вулкана Пийпа и его обрамления (Западная часть Алеутской дуги) I. Геология, петрохимия, минералогия // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С.3-23.
- Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н.* и др. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990а. № 5. С.14-27.
- Вольнец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М.* Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С.128-167.
- Вулканические пояса Востока Азии. Отв. редактор А.Д.Щеглов. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Высоцкий С.В., Пуцин И.К., Таскаев В.И., Кирюхин Н.И.* Первая находка оливинового бонинита в желобе Тонга // Докл. АН СССР. 1983. Т.271. № 1. С.169-173.
- Гатинский Ю.Г.* Связь геодинамики континентальных окраин Юго-Восточной Азии с развитием океанов // Геология мирового океана. М.: Наука, 1984. С.89-95.
- Гениафт Ю.С., Печерский Д.М., Борсук А.М., Цветков А.А.* Титаномагнетиты магматических пород Командорских островов как индикаторы геодинамического режима // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С.90-99.
- Геология дна Филиппинского моря: М.: Наука, 1980. 261с.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Под ред. Кривенко А.П. Новосибирск. 1990. 258 с.
- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов // М.: Наука, 1980. 332 с.
- Гладких В.С., Викторова М.Е.* Распределение ниобия и тантала в эффузивных породах Кузнецкого Алатау и Маймеча-Котуйской провинции // Геохимия. 1967. № 3. С.368-372.
- Глазунов О.М., Мехоношин А.С., Захаров М.Н.* и др. Геохимия элементов группы железа в

- эндогенном процессе. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 254 с.
- Горицкий Ю.А., Жаринов С.Е., Масуренков Ю.П. Диалоговая система ВУЛКАНИТ и ее применение для анализа и классификации петрохимической информации // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С.3-24.
- Даусон Д. Кимберлиты и ксенолиты в них // М.: Мир, 1983. 300 с.
- Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т.1. С.106-153; Т.2. С.246-273.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.2. М.: Мир, 1965. 405 с.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцевская Н.М. Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава // Геохимия. 1979. № 2. С.163-175.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцевская Н.М. Состав первичного расплава океанских толеитов в связи с проблемой ультраосновных магм // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск. 1990. С.13.
- Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии // Геохимия. 1972. № 10. С.1155-1167.
- Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и ранне-геосинклинальных базальтов // Геология и геофизика. 1975. № 2. С.11-20.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. С.5-545.
- Дуденко Л.Н., Ценгер И.Я., Румянцев Н.А., Марковский Б.А., Порошин Е.Е. Типы тредов и изоморфных замещений в авгитах вулканических ассоциаций // Зап. Всес. минерал. об-ва. 1977. 106. № 4. С.403, 416.
- Ермаков В.А. Геодинамика новейшего вулканизма Камчатки // Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. Тбилиси. 1987. С.55-71.
- Ермаков В.А., Вольнец О.Н., Колосков А.В. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С.293-312.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестник МГУ. Геология. 1974. № 3. С.3-20.
- Ермаков В.А., Фарберов М.Ю., Хотин Ю.В., Ванде-Кирков. Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С.67-123
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 508 с.
- Жидков А.С., Щека С.А., Вржосек А.А. Закономерности распределения урана и тория в базит-гипербазитовых комплексах // Геохимия. 1984. № 8. С.1192-1201.
- Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев Л.З. и др. Латеральные вариации изотопных отношений неодима и стронция в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Геохимия. 1985. № 2. С.1723-1736.
- Заварицкий А.Н. Эксплозивные обломки вулканов Авача и Козельской сопки // Труды ИГН АН СССР. 1940. 53 с.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 445 с.
- Занюков В.Н., Родионова Р.И., Неверов Ю.Л. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтах восточной части Корякского нагорья // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Ю.Сахалинск: СахКНИИ, 1976. С.75-81.
- Золотарев Б.П. Геохимия и петрология толеит-базальтовой формации Сибирской платформы // Редкие элементы в формациях изверженных пород. М.: Недра, 1975. С.108-123.
- Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. О низкокальциевых базальтах из траппов Сибирской платформы и Декана // Докл. АН СССР. 1988. Т.298. № 1. С.199-203.
- Зубков В.С. К сопоставлению щелочно-оливин-базальтовых формаций Минусинской системы впадин и Байкальского рифта // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск. 1986. С.112-133.
- Илупин И.П., Каминский Ф.С., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов // М.: Недра, 1978. 350 с.
- Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов (на примере Ключевской группы вулканов). М.: Наука, 1986. 158 с.
- Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А., Леликов А.В., Спиридонов В.Г. Изотопные и геохимические критерии происхождения бонинитов // Геохимия. 1984. № 7. С.958-970.

- Кекежинская В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
- Кекежинская П.К.* Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 174 с.
- Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.Л.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблема глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 155 с.
- Колосков А.В., Жаринов С.Е.* Сравнение химических составов базальтов различных геоструктурных областей методом многомерного статистического анализа (построение классификационной диаграммы) // Вулканология и сейсмология. 1986. №2. С.21-23.
- Колосков А.В., Хотин М.Ю.* Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С.36-66.
- Колосков А.В., Щека С.А.* О сопряженности составов включений и содержащих их вулканитов (на примере Курило-Камчатской зоны) // Тез. докл. "5 Всес. вулканологич. совещ." Тбилиси. 1980. 131. II симпозиум. С.131.
- Колосков А.В., Вольнец О.Н., Пономарев Г.П., Федоров П.И.* Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы // Петрология. 1997. Т.5. № 5. С.485-502.
- Колосков А.В., Федоров П.И., Головкин П.И.* и др. Новые данные о позднекайнозойском вулканизме мыса Наварин (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. 1992. 323. №5. С.904-907.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Богоявленский С.О., Пономарев Г.П.* Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканитах // Докл. АН СССР. 1988. 302. № 3. С.676-679.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Нгуен Суан Хан, Шараськин А.Я.* Южно-Китайское море // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С.215-231.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шараськин А.Я.* Рифтовый вулканизм в системе Восточно-Азиатских вулканических поясов // Магматизм рифтов. М. 1989. С.139-144.
- Кононова В.А., Андреева Е.Д., Дзедзич К.* и др. Геохимия и генезис неоген-четвертичных щелочных вулканитов восточной части Центральной Европы // Геохимия. 1992. № 7. С.950-961.
- Кононова В.А., Первов В.А., Дрынкин В.И.* и др. Редкоземельные и редкие элементы кайнозойских основных вулканитов Забайкалья и Монголии // Геохимия. 1987. № 5. 644-659.
- Коренбаум С.А.* Типоморфизм слюд магматических пород. М.: Наука, 1987. 144 с.
- Костюк Е.А., Соболев В.С.* Титанистые амфиболы фенокристов, ксенокристов и ксенолитов вулканических пород // Докл. АН СССР. 1977. 233. № 2. С.468-471.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 375 с.
- Кузьмин М.И.* Геохимические особенности известково-щелочных серий магматических пород, проявленных в пределах континентальной коры // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск. 1977. С.215-223.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
- Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П.* Геохимические типы магматических пород различных геодинамических обстановок // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика. Иркутск. 1987. С.3-17.
- Куно Х.* Плато-базальты // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С.434-441.
- Кутюлин В.А.* Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 1969. 140 с.
- Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.
- Кутыев Ф.Ш., Шаранов В.Н.* Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 197 с.
- Лампроиты. Отв. ред. Богатиков О.А., Кононова В.А. М.: Наука, 1991. 475 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрография. Л.-М. 1935. 346 с.
- Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
- Магматические горные породы. Т.6. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Магматические формации активных окраин континентов (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1980. 188 с.
- Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 122 с.
- Маракушев А.А.* Петрология. М.: МГУ, 1988. 309 с.

- Маракушев А.А., Тарарин И.А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С.20-37.
- Марковский Б.А., Ротман К.К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
- Марфуни А.С.* Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.
- Марфуни А.С.* Минералогия и актуальные проблемы геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С.3-16.
- Масуренков Ю.П., Иванов Б.В.* Петрологическая неоднородность в области магмообразования Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток. 1976. С.61-76.
- Масуренков Ю.П., Колосков А.В., Ермаков В.Н.* Меланократовые включения в современных вулканиках Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов // Ксенолиты и гомеогенные включения. М.: Наука, 1969. С.5-19.
- Минералы (справочник). Т.III. Вып.2. М.: Наука, 1981. 606 с.
- Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
- Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И.* Геохимия дифференцированных траппов Сибирской платформы. М. Наука, 1973. 197 с.
- Нестеренко Г.В., Колесов Г.М., Тихоненков П.И.* Редкоземельные элементы в платобазальтах Сибирской платформы // Геохимия. 1990. № 6. С.823-834.
- Новиков В.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Колосков А.В.* Возраст молодого вулканизма юго-востока Индокитая // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 6. 1989. С.39-44.
- Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1967. 186 с.
- Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. С.590.
- Островская Е.В., Никольская Н.Н., Спиридонов Э.М.* Клинопироксены основных эффузивов восточного склона южного Урала // Вестник МГУ. 1972. № 3. С.51-60.
- Остроумова А.С., Центер Н.Я., Сысоев А.Г.* Состав и свойства породообразующих минералов как показатель глубинности кристаллизации базальт-андезитовых расплавов // Зап. Всес. минерал. об-ва. 1976. 105. № 2. С.164-172.
- Очерки тектонического развития Камчатки. Отв. ред. Белоусов В.В. М.: Наука, 1987. С.165-211.
- Пейве А.А., Юркова Р.М.* Базальты хребта Ширишова (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1985. 285. № 2. С.417-420.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С.37-85.
- Пийт Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Труды Лабор. вулканол. АН СССР. 1956. Вып. II. 309 с.
- Пискунов Б.Н., Федорченко В.И.* Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы // Тихоокеанская геология. 1982. № 4. С.22-28.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 582 с.
- Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности вулканических пород Курило-Камчатской островной дуги, некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
- Расказов С.В.* Базальтоиды Удокана: Байкал. рифтовая зона. Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.
- Редкие элементы в формациях изверженных пород. М.: Недра, 1975. 246 с.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 575 с.
- Родионова Р.Н., Федорченко В.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С.141-146.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкара-Сыннинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. № 6. 1977. С.46-60.
- Салтыковский А.Я.* О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов // Сов. геология. 1963. № 10. С.15-23.
- Сапожников Е.А., Колосков А.В., Абрамов В.А.* Включения ультраосновных и основных пород в щелочно-оливиновых базальтах подводного вулкана Иль-де-Цендр (Южно-Китайское море) // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск. 1979. С.14-18.
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М.* Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т.2. № 2. С.197-213.

- Селянгин О.В.* Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулcano-структур. М.: Наука, 1987. С.148.
- Соболев А.Б., Слуцкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С.97-110.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика. 1972. № 12. С.37-42.
- Соболев Н.В., Лодочникова Н.В.* К минералогии гранатовых перидотитов // Геология и геофизика. 1962. № 6. С.5-17.
- Ушакова Е.Н.* Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука, 1980. 527 с.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 534 с.
- Федоров П.И., Колосков А.В., Лянунов С.М.* Глубинные ксенолиты из щелочных базальтов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Докл. РАН. 1993а. Т.333. № 2. С.246-249.
- Федоров П.И., Колосков А.В., Лянунов С.М.* Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Геохимия. 1993б. № 3. С.1284-1296.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск. Наука, 1975. 139 с.
- Фролова Т.И.* Южно-Сандвичева островная дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С.158-170.
- Фролова Т.И., Бейли Д., Бурикова И.А., Дриль С.И.* О генетической общности низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и вмещающих пород Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С.27-35.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
- Хьюджес Ч.* Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 320 с.
- Цветков А.А.* Эволюция магматизма Алеутской дуги и проблемы петрогенезиса островодужных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С.3-19.
- Цветков А.А.* Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. С.323.
- Цветков А.А., Авдейко Г.П.* Лерцолитовые включения в лавах извержения 1980 г. вулкана Чиринкотан, Курильские острова (первая находка) // Докл. АН СССР. 1982. Т.267. № 5. С.1199-1203.
- Цветков А.А., Шмидт О.А.* Глубинные включения в магматических породах Командорских островов (первые находки) // Докл. АН СССР. 1982. Т.267. № 4. С.930-934.
- Шараськин А.Я.* Общая характеристика глубоководных котловин окраинных морей // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С.246-262.
- Шарков Е.В., Биндеман И.Н.* Петрология ксенолит содержащих базальтов Байкальской рифтовой зоны (Тункийский, Джидинский и Витимский ареалы) // Вулканология и сейсмология. 1990. С.20-24.
- Шейнманн Ю.М.* Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии // Сов. геология. 1965. № 8. С.3-25.
- Щека С.А.* Некоторые аспекты проблемы генезиса включений в вулканитах островных дуг // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С.5-35.
- Щека С.А.* Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 166 с.
- Щека С.А., Куренцова Н.Л.* Магматические комплексы океанов // Сов. геология. 1981. № 11. С.67-76.
- Щека Ж.А., Щека С.А.* Новая находка хромистого амфибола // Докл. АН СССР. 1973. 211. № 4. С.953-956.
- Щека С.А., Колосков А.В., Вольнец О.Н.* Включения в вулканитах Тихоокеанского пояса и их петрогенетическая информативность // Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио. 1978. С.68-76.
- Щека С.А., Сахно В.Г., Макарова Ж.А. и др.* О происхождении гипербазитовых включений в эффузивах вулканов Авачинской группы // Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток. 1970. С.112-115.
- Щербина В.В.* О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Из-во АН СССР, 1963. Т.П. 139 с.

- Allan J.F., Carmichael I.S.E.* Lamprophyric lavas in the Colima Graben, SW Mexico // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. 88. P.203-216.
- Allegre C.J., Turcotte D.L.* Geodynamic mixing in mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands // *Geophys. Res. Lett.* 1985. 12. P.207-210.
- Aoki K.* Japanese Island arc: xenoliths in alkali basalts, high alumina basalts and calc-alkaline andesites and dacites // *Mantle xenoliths*. Editor Nixon P.H. Monograph. 1987. P.319-333.
- Aoki R., Shiba I.* Petrology of websterite inclusions of Itinome-gata, Japan // *Sci. Repts Tohoku Univ.* 1974. 3,12. № 3. P.395-417.
- Arima M., Kerrich R.* Irrassic kimberlites from Pieton and Varty Lake, Ontario: geochemical and stable isotopic characteristics // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. 99. P.385-391.
- Arndt N., Brooks C. K.* Komatiites // *Geology*. 1980. 8. № 3. P.155-156.
- Bacon C.R., Druitt T.H.* Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. 98. P.224-256.
- Bailey J.C.* Geochemical criteria for a refined tectonic distimination of orogenic andesites // *Chemic. Geology*. 1981. 32. P.139-154.
- Baker B.H., Goles G.G., Leeman W.P., Lindstrom M.M.* Geochemistry and petrogenesis of basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Fift, Kenya // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. 64. P.303-332.
- Barbieri M., Peccerillo A., Poli G., Tolomeo L.* Major, trace element and Sr isotopic composition of lavas from Vico volcano (Central Italy) and their evolution in an open system // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. 99. P.485-497.
- Barr S.M., Macdonald A.S.* Geochemistry and petrogenesis of late Cenozoic alkaline basalts of Thailand // *Geol. Soc. Malas. Bull.* 10. 1978. P.25-52.
- Barr S.M., Macdonald A.S.* Paleomagnetism, age and geochemistry of the Denchai basalt northern Thailand // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol.46. № 2. P.113-124.
- Barr S.M., Macdonald A.S.* Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of Southeast Asia: Summary // *Geol. Soc. America Bull.* P1. 1981. Vol. 92. № 8. P.508-512.
- Barsdell M., Smith I.E.M., Spörli K.B.* The origin of reversed geochemical zoning in the northern New Hebrides volcanic arc // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. Vol. 81. № 2. P.148-155.
- Beccaluva L., Macciotta G., Siena F., Zeda O.* Harzburgite-lherzolite xenoliths and clinopyroxene megacrysts of alkaline basic lavas from Sardinia (Italy) // *Chemical Geology* . 1989. 77. P.331-345.
- Best M.G.* Kaersutite-peridotite inclusions and Kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arisona // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1970. Vol.27. № 1. P.25-44.
- Betton P.I., Civetta L.* Strontium and neodymium isotopic evidence for the heterogeneous nature and development of the mantle beneath Afar (Ethiopia) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol.71. P.59-71.
- Bloomer S.H., Hawkins J.W.* Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. 97. № 3. P.361-377.
- Bloomer S.H., Stern R.J., Fisk E., Geschwind C.H.* Shoshonitic volcanism in the Northen Mariana arc. 1. Mineralogic and major and trace element characteristics // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol.94. № B4. P.4469-4496.
- Bohrson W.A., Clague D.A.* Origin of ultramafic xenoliths containing exsolved pyroxenes from Hualalai volcano, Hawaii // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. 100. P.139-155.
- Bowen N.L.* Crystallization-differentiation in silicate liquids // *Am. J. Sci.* 39. 1915. P.175-191.
- Briot D., Cantagrel J.M., Dupuy C., Harmon R.S.* Geochemical evolution in crustal magma reservoirs: Trace-element and Sr-Nd-O isotopic variations in two continental intraplate series at Monts Dore, Massif Central, France // *Chemical Geology*. 1991. 89. P.281-303.
- Bryan W.B., Thompson G.* Basalts from DSDP Leg 37 and FAMOUS area: compositional and petrogenetic comparisons // *Can. J. Earth Sci.* 1977. 14. P.875-885.
- Budahn J.R., Schinitt R.A.* Petrogenetic modelling of Hawaiian tholeiitic basalts: a geochemical affroach // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. Vol.49. № 1. P.67-87.
- Cameron W.E., McCulloch M.T., Walker D.A.* Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol.65. № 1. P.75-89.
- Castillo P.* The Dupal anomaly as trace of the upwelling lower mantle // *Nature*. 1988.336. P.667-670.
- Chayes F.A.* A petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans // *J. Geophys. Res.* 1964. Vol.69. № 8. P.1573-1588.

- Chayes F.A., Velde D.* On distinguishing basaltic lavas of Cirenmoillanic and Oceanic-island type by means of discriminant functions // *Am. J. Sci.* 1965. Vol.263. № 3. P.321-336.
- Chen Cheng-Hong.* Petrology and genesis of cognate plutonic inclusions in andesites of east coastal range // *Mem. Geol. Soc. China.* 1986. № 7. P.259-281.
- Chen-Hong Chen, Presnal D.C., Stern R.J.* Petrogenesis of ultramafic xenoliths from the 1800 Kaupulehu flow, Hualalai volcano, Hawaii // *J. Petrology.* 1992. Vol.33. P.1. P.163-202.
- Clague D.A., Jackson E.D., Wright T.L.* Petrology of Hualalai volcano: implication for mantle composition // *Bull. Volcanol.* 1980. 43. P.641-656.
- Clague D.A.* Petrology of ultramafic xenoliths from Loihi Seamount, Hawaii // *J. Petrology.* 1988. Vol.29.6. P.1161-1186.
- Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H.* Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // *Boninites and related rocks.* London: Unwin Hyman, 1989. P.1-49.
- Davidson J.P., Ferguson K.M., Colucci M.T., Dungan M.A.* The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellago volcanic complex, Chile: multicomponent sources and open system evolution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. P.100. № 4. P.429-445.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature.* 1990. 347. P.662-665.
- Dostal J., Dupuy C., Zhai V., Zhi X.* Geochemistry and origin of pliocene alkali basaltic lavas from Anhui-Jiangsu, eastern China // *Geochem. J.* 1988. Vol.22. № 4. P.165-176.
- Downes H., Dupuy C.* Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France // *Earth Planet Sci. Lett.* 1987. Vol.82. № 1-2. P.121-135.
- Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crystal growth via slab melting Archean to Modern comparisons // *J. Geophys. Res.* 1990. 15. P.21503-21521.
- Dungan M.A., Lindstrom M.M., McMillan N.I., Moorbath S., Hoefs I., Haskin L.A.* Open system magmatic evolution of the Taos plateau volcanic field, northern New Mexico. 1. The petrology and geochemistry of the Servilleta basalt // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol.91. № 2-6. P.5999-6028.
- Dupuy C., Dostal J., Dautria J.M.* Geochemistry of spinel peridotite inclusions in basalts from Hoggar (Algeria) // *J. African Earth Sci.* 1986. 5. P.209-215.
- Dupuy C., Dostal J., Marielot G., Bongault H., Joron I.L., Trenil M.* Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implication for their source rock composition // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol.60. № 2. P.207-225.
- Easton R.M., Garcia M.O.* Petrology of the Hilina Formation, Kilauea volcano, Hawaii // *Bull. Volcanol.* 1980. Vol.43. № 4. P.657-673.
- Echeverria L.M.* Tertiary or mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. Vol.73. № 3. P.371-396.
- Edgar A.D., Mottana A., Macrae N.D.* The chemistry and cell parameters of omphacites and related pyroxenes // *Mineral. Mag.* 1969. 37. № 285. P.61.
- Ellam R.M., Cox R.G.* A Proterozoic lithospheric source for Karoo magmatism: evidence from the Nuanetsi picrites // *Earth Planet Sci. Lett.* 1989. Vol.92. № 2. P.207-218.
- Ewart A., Hawkesworth C.J.* The Pleistocene–Recent Tonga-Kermadec Arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model // *J. Petrol.* 1987. 28(3). P.495-530.
- Ewart A., Brothers R.N., Mawson A.* An outline of the geology and geochemistry and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of Tonga-Kermadec–New Zealand arc // *J. Volcan. Geothermal. Research.* 1977. Vol.2. № 3. P.205-250.
- Falloon T.J., Green D.H., McCulloch M.T.* Petrogenesis of high-Mg and associated lavas from the north Tonga Trench. Boninites. 1989. London: Unwin Hyman. P.357-398.
- Fan Q., Hooper P.R.* The Cenozoic basaltic rocks of Eastern China: petrology and chemical composition // *J. Petrology.* 1991. Vol.32. № 4. P.705-810.
- Fesq H.W., Billy D.M., Erasmus C.S., Kable E.J., Seltschop J.P.* A comparative trace element study of diamonds from Premier, Finsch and Jagersfontein mines, South Africa // *Phys. Chem. Earth.* 1975. 9. P.817-836.
- Flower M.F.J., Zhang M., Chen C-Y, Tu K., Xie G.* Magmatism in the South China Basin 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, South China // *Chem. Geology.* 1992. 97. P.65-87.
- Forbes R.B., Kuno H.* Peridotite inclusions and basaltic host rocks // *Ultramafic and related rocks.* 1967. P.328-337.

- Francis D.M.* Amphibole pyroxenite xenoliths: cumulate or replacement phenomena from the upper mantle, Nunivak Island Alaska // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. 58. P.51-61.
- Francis D.M.* The implications of the compositional dependence of texture in spinel lherzolite xenoliths // *J. Geology.* 1978. 86. P.473-485.
- Frey F.A.* The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: trace element evidence // *Am. J. Sci.* 1980. 280A. P.427-449.
- Frey F.A., Clague D.A.* Geochemistry of diverse basalt types from Loihi Seamount, Hawaii: petrogenetic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol.66. P.337-355.
- Frey F.A., Green D.H.* The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. 38. P.1023-1059.
- Frey F.A., Prinz M.* Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol.38. P.129-171.
- Frey F.A., Bryan W.B., Thompson G.* Atlantic ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Program // *J. Geophys. Res.* 1974. 79. P.5507-5527.
- Frey F.A., Green D.H., Roy S.D.* Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz dolerites to olivine melilitites from south-eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // *J. Petrology.* 1978. 19. P.463-513.
- Gasparik T.* Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. 87. P.87-97.
- Ghiara M.R., Lirer L.* Mineralogy and geochemistry of the low potassium series of the Roccamonfina volcanic suite (Campania, South Italy) // *Bull. Volcanol.* 1976-1977. 40. P.39-56.
- Gill J.B.* Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1970. 27. P.179-203.
- Gill J.B.* Sr-Pb-Nd isotopic evidence that north MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol.68. № 3. P.443-458.
- Gill J., Whelan P.* Early Rifting of oceanic Island Arc (Fiji) Produced Shoshonitic to Tholeiitic Basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol.94. № B4. P.4561-4578.
- Gorton M.P.* The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1977. Vol.41. № 11. P.1257-1270.
- Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Stael A.* Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia, II: Isotopic geochemistry of Cr-diopside lherzolites and Al-augite pyroxenites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. 52. P.449-459.
- Griffin W.L., Wass S.Y., Hollis I.D.* Ultramafic xenoliths Bullenmerri and guotuk maars, Victoria, Australia: petrology of a Sub-Continental Crust-Mantle transition // *J. Petrol.* 1984. 25. № 1. P.53-87.
- Hart S. R.* A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature.* 1984. 309. P.753-757.
- Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol.90. № 3. P.273-296.
- Hart W.K., Gabriel G.W., Walter R.C., Mertzman S.A.* Basaltic volcanism in Ethiopia: Constraints on continental rifting and mantle interactions // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol.94. № B. P.7731-7748.
- Hawkesworth C.J., Hammill V., Gledhill F.R., Van Calsteren, Rogers G.* Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol.58. № 2. P.240-254.
- Hawkesworth C.I., Mantovani M.S., Taylor P.N., Palac Z.Z.* Evidence from the Parana of south Brazil for continental contribution to Dupal basalts // *Nature.* 1986. 322. P.356-359.
- Hawkins J., Melchior J.* Petrology of basalts from Loihi Seamount, Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol.66. P.356-368.
- Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C.* Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol.91. № 56. P.5963-5983.
- Himmelberg G.R., Loney R.A.* Petrology of the Vulcan Peak Alpinetype Peridotite Southwestern Oregon // *Geol. Soc. America Bull.* 1955. Vol.84. № 5. P.1585-1600.
- Holliday A. N., Lee D.C., Tommasini S., Davies G.A. et al.* Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol.133. P.379-395.
- Jenner G.A., Cawood P.A., Rautenschlein M., White W.M.* Composition of back-arc basin volcanics, Volu FA ridge, Lau basin: evidence for a slab-derived component in their mantle source // *J.*

- Volcanol. and Geotherm. Res. 1987. Vol.32. P.209-222.
- Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. Vol.50. Washington: D.C. 1980. 868 p.
- Initial Report of the DSDP. 1980. Vol.58. P.789-913.
- Initial Report of the DSDP. 1982. Vol.60. P.579-743.
- Intraplate volcanism in eastern Australia and New Zealand // Editor Johnson R.W. 1989. Cambridge University Press. New York. USA. 395 p.
- Iochim K.P., Hofmann A.W., Ito E. K.* U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle // Nature. 1983. Vol.306. № 5942. P.431-436.
- Ionov D.A., Hofmann A.W.* Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related, metasomatic trace element fractionations // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol.131(3-4). P.341-357.
- Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N.* Metasomatism-induced Melting in Mantle Xenoliths // J. Petrology. 1994. Vol. 35. p.3. P.753-785.
- Ionov D.A., Prikhodko V.S., Reilly S.Y.* Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin // Chemical geology. 1995. Vol.120. P.275-294.
- Irving A.I.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Am. J. Sci. 1980. Vol.280A. P.389-426.
- Ishibashi H.* Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from northern Kyushu, Japan // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. 1970. D. Geol. Vol. XX. № 1. P.85-146.
- Jackson E.D.* Eclogite in Hawaiian basalts // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1966. Vol.550D. P.151-157.
- Jackson E.D.* The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands // Upper mantle Rept. XXIII Sess. Int. Geol. Congr. 1968, Vol.1. P.135-150.
- Jackson E.D., Wright T.L.* Xenoliths in the Honolulu volcanic Series, Hawaii // J. Petrology. 1970. Vol.11. P.405-430.
- Jakes P.J., White A.J.R.* Composition of island arcs and continental growth // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. Vol.12. № 2. P.224-230.
- Jakes P.J., White A.J.R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic area // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol.83. P.29-40.
- Kay R.W., Gast P.W.* The rare earth content and origin of alkali-rich basalts // J. Geology. 1973. Vol.81. P.653-682.
- Kay S.M., Kay R.M.* Aleutian magmas in space and time // Decade N. Amer. Geol. 1990. Vol.12. P.438-518.
- Kay R.W., Senechal R.G.* The rare earth geochemistry the Troodos ophiolite complex // J. Geophys. Res. 1976. Vol.81. P.964-970.
- Kay R.L., Hublard H.I., Gast P.W.* Chemical characteristics and origin of ocean ridge volcanic rocks // J. Geophys. Res. 1970. Vol.75. P.1585-1613.
- Kenji S., Shigeru I., Masao G.* Тикю карай, Chikyu kagaku, Earth Sci. 1975. 29. № 4. P.177-191.
- Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S.* Na Metasomatism in the Island-Arc Mantle by Slab Melt-Peridotite Interaction: Evidence from Mantle Xenoliths in the North Kamchatka Arc // J. Petrology. 1995. Vol.36. № 6. P.1505-1527.
- Kersting A.B., Arculus R.J.* Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and north Pacific sediments: Implications for magma genesis and crustal recycling in Kamchatkan arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol.136. P.133-148.
- Klingenberg B.M.E.T., Kushiro I.* Melting of a chromite-bearing harzburgite and generation of boninitic melts at low pressure under controlled oxygen fugacity // Lithos. 1996. 37. P.1-13.
- Koloskov A.V., Zharinov S.E.* Multivariate statistical Analysis of Clinopyroxene Compositions from Mafic and Ultramafic xenoliths in volcanic Rocks // J. Petrology. 1993. Vol.34. P.1. P.173-185.
- Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan // Geol. Soc. America Bull. 1950. Vol.61. P.957-1020.
- Kuno H.* Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas // Bull. Volcanol. 1959. Vol.20. P.37-76.
- Kuno H.* Mafic and ultramafic nodules in the basaltic rocks of Hawaii // Geol. Soc. Am. Mem. 1969. Vol.115. P.189-233.
- Lange R.A., Carmichael I.S.E.* Hydrous basaltic andesites associated with Minette and related lavas in Western Mexico // J. Petrology. 1990. Vol.31. P.1225-1259.
- Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles // Mineral. mag. 1978. Vol.42. P.533-563.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Eur. J. Mineral. 1997. 9. P.623-651.
- Lee M.W.* Petrology and geochemistry of Jeju volcanic island, Korea // Sci. Reports. Tohoku Univ. 1982. Series III. 15. № 2. P.255.

- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M.* Glinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol.59. № 1. P.139-154.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.I.* Origin of Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope studies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol.91. P.89-104.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Devy C.W., Rogers N.W., Van Calsteren P.W.C.* Source and differentiation of Deccan Trap lavas: Implications of geochemical and mineral chemical variations // *J. Petrology.* 1990. Vol.31. 5. P.1165-1200.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C., Sethna S.F.* Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd, Pb isotope and trace element evidence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol.95. № 5. P.44-54.
- Lin P.N., Stern R.J., Bloomer S.H.* Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol.94. № 4. P.4497-4514.
- Luhr J.F., Aranda-Gomez J.J., Pier J.G.* Spinel-lherzolite-bearing Quaternary volcanic center in San Luis Potosi, Mexico. 1. Geology, mineralogy and petrology // *J. Geophys. Res.* 1989. 94. № 6. P.7916-7940.
- Maaloe, Printzlaw J.* Natural partial melting of spinel lherzolite // *J. Petrology.* 1979. Vol.20. № 4. P.727-741.
- MacDonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrology.* 1964. Vol.5. P.82-133.
- MacGregor I.* The effect of pressure on the minimum melting composition in system MgO-SiO₂-TiO₂ // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1966. Vol.47. № 1. P.17-34.
- Mafic and ultramafic xenoliths from volcanic rocks of the Western United States. Washington: U.S. Geol. Surv., Prof. Papers. 1988. № 1443. 178 p.
- Mahoney L.L., Sinton I.M., Kurz M.D., Macdougall I.D., Spencer K.I., Lugmair G.W.* Isotope and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: East Pacific rise, 13°-23°S // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol.121. № 1/2. P.173-193.
- Mantle xenoliths // Editor Nixon P.H. Monograph. 1987. John Wiley & Sons. 844 p.
- Marcelot G., Dupuy C., Dostal J. et al.* Geochemistry of mafic volcanic rocks from the lake Kivu (Zaire and Rwanda) section of the western branch of the African rift // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1989. 39. P.73-88.
- McDonough W.F., Mc.Culloch M.T., Sun S.S.* Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the sub-continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. 49. P.2051-2067.
- McKenzie D., O'Nions R.K.* Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature.* 1983. Vol.301. P.229-231.
- Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chemic. Geology.* 1986. 56. № 3-4. P.207-218.
- Menzies M.A., Murthy V.R.* Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules // *Nature.* 1980. Vol.283. P.634-636.
- Menzies M.* Mantle ultramafic xenolith in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity // *Continental basalts and mantle xenoliths.* Shiva Geol. Ser. 1983. P.92-110.
- Michael P.* Regionally distinctive sources of depleted MORB: evidence from trace elements and H₂O // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol.131. P.301-320.
- Morris P.A.* Constraints on the origin of mafic alkaline volcanics and included xenoliths from Oberon, New South Wales, Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. 93. № 2. P.207-214.
- Mukherjee A.B., Biswas S.* Mantle-derived spinel lherzolite xenoliths from the Deccan volcanic province (India): Implications for the thermal structure of the lithosphere underlying the Deccan traps // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1988. 35. P.269-276.
- Myers J.D., Marsh B.D., Sinha A.K.* Strontium isotopic and selected trace element variations between two Aleutian volcanic centers (Adak and Atka): implications for the development of arc volcanic plumbing system // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1985. Vol.91. P.221-234.
- Myers J.D., Marsh B.D., Sinha A.L.* Geochemical and strontium isotopic characteristics of parental Aleutian arc magmas: evidence from the basaltic lavas of Alaska // *Ibid.* 1986. Vol.94. P.1-11.
- Nakamura N.* Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. Vol.38. P.757-775.
- Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.N.* Chemical geodynamics in the back-arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd

- isotopic component // *Tectonophys.* 1990. Vol.174. P.207-233.
- Nancy I., McMillan, Dungan M.A.* Magma Mixing as a petrogenetic process in the development of the Taos plateau volcanic field // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol.91. № 6. P.6029-6045.
- Newson H.E., White W.M., Iochim K.P., Hofmann A.W.* Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. 80. P.299-313.
- Nicholson H., Condomines M., Godfrey J., Fallick A.E., Gronvold K., Rogers G.* Geochemical and isotopic evidence for crustal assimilation beneath Krafla, Iceland // *J. Petrology.* 1991. Vol.32.(5). P.1005-1020.
- Nisbet E.G., Pearce I.A.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1977. Vol.63. № 2. P.149-160.
- Nixon P.H., Knorring O., Rook J.M.* Kimberlites and associated inclusions of Basutoland: a mineralogical and geochemical study // *Am. Miner.* 1963. 48. P.1090-1132.
- Nixon P.H., Mitchell R.H., Rogers N.W.* Petrogenesis of alnoitic rocks from Malaita, Solomon islands, Melanesia // *Mineral. Mag.* 1980. 43. P.587-596.
- Nixon P.H., Thirlwall M.F., Buckley F., Davies C.J.* Spanish and Western Australian lamproites: aspects of whole rock geochemistry // *Kimberlites. I. Kimberlites and related rocks.* New York. 1984. 350 p.
- O'Hara M.J., Mercy L.P.* Eclogite, peridotite and pyrope from Navajo Country, Arizona and New Mexico // *Am. Mineralogist.* 1966. № 51. P.336-352.
- Okamura S.* Geochemical variation with time in the Cenozoic volcanic rocks of southwest Hokkaido, Japan // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1987. 32. № 1-3. P.161-176.
- Pallister J.S.* Magmatic history of Red sea rifting: perspective from the Central Saudi Arabian coastal plain // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1987. Vol.98. № 4. P.400-417.
- Pearce J.A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts // *J. Petrology.* 1976. Vol.17. P.15-43.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol.19. P.290-300.
- Pecerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamoun area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. Vol.58. № 1. P.63-81.
- Perry F.V., Baldrige W.S., DePaolo D.J.* Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of late cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande Rift and adjacent regions of the southwestern United States // *J. Geophys. Res.* 1987. 92. P.9193-9213.
- Presnall D.C., Hoover I.D.* Composition and depth of origin of primary mid-ocean ridge basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. 87. P.170-178.
- Prinz M.* Geochemistry of basaltic rocks: Trace elements. Basalts // *The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition.* 1967. Vol.1. P.271-323.
- Prueher L.M., McBirney A.R.* Composition of cinder cones to the magmatic evolution of Mount Mazama, Crater Lake, National Park, Oregon // *J. Volc. Geotherm. Research.* 1988. 35. P.253-268.
- Ramsay W.R.H., Grawford A.J., Foden J.D.* Field setting, mineralogy, chemistry and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon islands // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. Vol.88. № 4. P.325-349.
- Richardson S.H., Erlank A.I., Hart S.R.* Kimberlite-borne garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol.75. P.116-128.
- Roden M.F., Frey F.A., Clague D.A.* Geochemistry of Tholeiitic and alkalic lavas from the Koolan Range, Oahu, Hawaii: implications for Hawaiian volcanism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol.69. P.141-158.
- Roden M.F., Irving A.J., Murthy V.R.* Isotopic and trace element composition of upper mantle beneath a young continental rift: Results from Kilbourne Hole, New Mexico // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. Vol.52. № 2. P.461-473.
- Rodgers K.A., Brothers R.N., Searle E.J.* Ultramafic nodules and their host rocks from Auckland, New Zealand // *Geol. Mag.* 1975. 112. № 2. P.163-174.
- Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T.* Origin of dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks // *Am. Mineralogist.* 1954. Vol.39. № 9-10. P.693-737.
- Rutter M.J.* Evidence for crustal magmas: geochemistry of mantle xenoliths-bearing lavas from northern Sardinia // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1987. Vol.32. № 4. P.343-354.
- Sanders A.D., Rogers G., Marriner G.F., Terrell D.J., Verma S.P.* Geochemistry of cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for

- the petrogenesis of post-subduction magmas // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1987. Vol.32. P.223-245.
- Sen G.* A petrologic model for the constitution of the upper mantle and crust of the Koolan shield, Oahu, Hawaii and Hawaiian magmatism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol.62. P.215-228.
- Shervais J.W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol.59. № 1. P.101-118.
- Shilling J.G.* Rare-earth variations across normal segments of the Reykjanes Ridge, 60-53°N Mid-Atlantic Ridge, 29°S and East Pacific Rise, 2-19°S, and the evidence on the composition of the underlying low-velocity layer // *J. Geophys. Res.* 1975. 80. P.1459-1473.
- Siena F., Coltorti M.* Lithospheric mantle evolution: Evidences from ultramafic xenoliths in the Lessinian volcanics (northern Italy) // *Chemical Geology.* 1989. 77. № 3/4. P.347-364.
- Smith I.E.M., Brothers R.N.* Petrology of the Rumble seamounts, southern Kermadec Ridge, southwest Pacific // *Bull. Volcanol.* 1988. Vol.50. № 3. P.139-147.
- Smith D., Zientek M.* Mineral chemistry and zoning in eclogite inclusions from Colorado Pleatenean diatremes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. 69. P.119-131.
- Song Y., Frey F., Zhi X.* Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // *Chemic. Geology.* 1990. Vol.85. P.35-52.
- Steinhorsson S., Oskarsyon N., Sigvaldasong G.E.* Origin of Alkali basalts in Island: a plate tectonic model // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol.90. № B12. P.10027-10042.
- Stern C.R., Frey F.A., Futa K., Zarman E.E., Peng Z., Kyser T.K.* Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian platean lavas of southernmost South America // *Contrib. Miner. Petrol.* 1990. Vol.104. №3. P.294-308.
- Stosch H.G., Lugmair G.W.* Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (W.Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol.80. P.281-298.
- Stosch H.G., Seck H.A.* Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1980. 44. P.457-470
- Stosch H.G., Lugmair G.W., Kovalenko V.I.* Spinel peridotite xenoliths from Tariat Depression, Mongolia. II: Geochemistry Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1986. 50. P.2601-2614.
- Sun S.S., Nesbit R.W., Saraslin A.* Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol.44. P.119-138.
- Takahashi E.* Genesis of calc-alkali andesite magma in a hydrous mantle-crust boundary: Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegal a crater, Oga peninsula, northeast Japan, Part II // *J. Volcanol. and Geoterm. Res.* 1986. Vol.29. № 1-4. P.355-395.
- Tatsumi Y.* Origin of high-magnesian andesites in the Setauchi volcanic belt, southwest Japan, II. Melting phase relations at high pressures // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol.60. P.305-317.
- Tatsumi Y., Ishizaka K.* Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, 1. Petrographical and chemical characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol.60. № 2. P.293-304.
- Tatsumoto M., Nakamura Y.* DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. Vol.55. P.3697-3708.
- Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Inuwen W., Guanghong X.* Sr-Nd-Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol.113. 107-128.
- Thompson R.N., Morrison M.A., Dickin A.P., Hendry G.L.* Continental flood basalts... arachnids rule ok ? // *Continental basalts and mantle xenoliths.* Shiva Geol. Ser. 1983. P.158-185.
- Tracy R.J.* Petrology and genetic significance of an ultramafic xenolith suit from Tahiti // *Earth Planet Sci. Lett.* 1980. Vol.48. P.80-96.
- Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W.* et al. Magmatism in the South China basin. I. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component // *Chemic. Geology.* 1992. 97. P.47-63.
- Uchimisui M.* Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki island // *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Geol., mineral., geogr., geophys.* 1966. V.XVI. 1. P.85-160.
- Uto K., Takahashi E., Nakamura E., Kancoka I.* Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo

- Island, Southwest Japan: geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea // *Geochemic. J.* 1994. Vol.28. P.431-449.
- Varne R., Graham A.L.* Rare earth abundance in hornblende and clinopyroxene of a hornblende lherzolite xenoliths : Implications for upper mantle fractionation processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1971. Vol.13. P.11-18.
- Veichow J.C., Chen Cheng-Hong, Lo Huann-Jih.* Basaltic rock types in various tectonic setting in Taiwan // *Чжунго дичжи сюэхуй хуйкань. Proc. Geol. Soc. China.* 1984. № 27. P.11-24.
- Verma S.P., Nelson S.A.* Sr and Nd isotopic and trace elements constraints on the origin and evolution of Pliocene to Recent alkaline and calc-alkaline magmas in the northwest portion of the Mexican Volcanic Belt // *J. Geophys. Res.* 1989. 94. P.4531-4544.
- Volcanism in Hawaii // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1350. Washington. 1987. P.625-745.
- Volynets O.N., Koloskov A.V., Popolitov E.I.* et al. Geochemical peculiarities of olivines from quaternary basalts of Kamchatka and Kurile islands and the problems of petrogenesis // *Modern. Geol.* 1975. Vol.5. P.109-113.
- Walker D.A., Cameron W.E.* Boninite primary magmas: evidence from the Cape Vogel Peninsula, P.N.G. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. 83. P.150-158.
- Wallace P., Carmichael I.S.E.* Minette lavas and associated leucitites from the Western Front of the Mexican volcanic belt: petrology, chemistry and origin // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. Vol.103. P.470-492.
- White A.J.R., Chappel B.W., Jakes P.* Coexisting garnet and amphibole from eclogite Kakanui, New Zealand // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1972. № 34. P.185-191.
- White M., Patchett J.* Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol.67. № 2. P.167-185.
- White R.W.* Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii // *Contrib. Miner. Petrol.* 1966. Vol.12. № 3. P.181-195.
- White W.M.* Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence // *Geology.* 1985. Vol.13. P.115-118.
- Wilshire H.G., Trask N.J.* Hornblende-bearing ultramafic inclusion from Siberia and Dish Hill craters, California (Abstract) // *Geol. Soc. America Annual Meeting.* 1969. P.237-239.
- Wilshire H.G., Shervais J.W.* Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from western United States // *Phys. Chem. Earth.* 1975. 9. P.257-272.
- Wilson M., Downes H.* Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe // *J. Petrology.* 1991. Vol.32. p.4. P.811-849.
- Wood D.A.* Major and trace element variations in the Tertiary lavas of eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical anomaly // *J. Petrology.* 1978. Vol.193. № 3. P.343-436
- Wood D.A.* The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol.50. P.11-30.
- Wörner G., Zindler A., Standigel H., Schmincke H.U.* Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol.79. P.107-119.
- Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V.* et al. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians // *J. Petrology.* 1994. Vol.35. P.1. P.163-204.
- Zhi X., Song Y., Frey F.A.* et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: Constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // *Chem. Geology.* 1990. 88. P.1-33.
- Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol.14. P.493-571.
- Zindler A., Jagoutz E.* Mantle cryptology // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. 52. P.319-333.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблицы составов минералов
из различных типов включений и регионов их проявления

Таблица 1n. Состав минералов из включений Вьетнама дунит-терцилитового ряда.
Группа, обедненная легкоплавкими компонентами

№ образца	23/856						17/85					
	Ol		Cpx		Orx	Sp	Ol		Cpx		Sp	
Генерации	а	б	а	б	а	а	а	б	а	10	а	б
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40.93	37.64	54.57	50.05	57.38	0.10	40.58	37.58	53.76	54.01	0.21	0.50
TiO ₂	н.о.	0.07	0.05	1.81	н.о.	0.04	н.о.	0.06	0.07	0.10	0.14	15.08
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	3.84	4.71	3.41	53.07	н.о.	0.06	2.60	1.96	23.99	1.70
Cr ₂ O ₃	0.07	0.04	0.75	0.04	0.63	16.90	0.06	0.02	2.10	1.34	41.33	17.00
FeO	9.02	28.65	2.43	8.00	5.61	10.48	10.29	27.64	3.02	2.95	15.80	34.42
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.58	23.78
MnO	0.11	0.50	0.08	0.16	0.18	0.15	0.11	0.44	0.09	0.07	0.26	0.57
MgO	49.17	34.49	15.76	12.41	32.99	19.23	48.80	34.62	16.36	16.78	12.73	6.76
CaO	0.08	0.39	21.68	22.09	0.66	0.01	0.07	0.36	20.24	21.54	0.01	н.о.
Na ₂ O	н.о.	н.о.	0.78	0.45	0.06	0.04	н.о.	0.10	0.72	0.17	н.о.	0.05
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.38	101.78	99.94	99.72	100.92	100.02	99.85	100.88	98.96	98.93	99.05	99.86
f	9.44	32.16	8.17	26.97	8.97	23.68	10.70	31.28	9.66	9.20	41.49	74.40
n	3	1	7	2	2	2	3	2	4	1	4	3

№ образца	9					507/13					048/2	
	Ol		Cpx	Orx	Sp	Ol	Cpx		Sp		Ol	
Генерации	а	б*	а	а	а	б	а	б	а ₁	а ₂	а	б
№ п. п.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	40.1	37.55	53.10	55.97	0.05	40.14	54.02	54.05	2.21	0.94	39.97	39.90
TiO ₂	0.01	0.06	0.11	0.04	0.05	0.01	0.10	0.18	0.35	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	0.04	0.41	4.21	3.04	48.42	н.о.	2.02	1.81	14.89	56.20	0.04	0.01
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.01	1.1	0.48	21.50	0.02	1.66	1.03	46.86	9.89	0.07	0.04
FeO	9.13	30.04	2.33	5.77	11.19	13.33	2.60	2.83	20.00	13.36	9.87	15.04
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	0.48	-	-	-	7.92	2.13	-	-
MnO	0.11	0.39	0.10	0.11	0.11	0.32	0.10	0.12	0.49	0.22	0.16	0.24
MgO	49.44	32.79	15.86	33.50	18.67	44.7	16.60	16.61	9.17	17.76	49.27	45.23
CaO	0.03	0.34	21.20	0.54	н.о.	0.05	21.66	22.87	0.85	н.о.	0.20	0.15
Na ₂ O	0.02	0.12	1.02	0.03	0.03	0.01	0.81	0.45	-	-	0.06	0.02
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.02	0.03	-	-	н.о.	н.о.
Сумма	98.88	101.71	99.03	99.48	100.5	98.58	99.59	99.98	102.73	99.6	99.64	100.63
f	9.49	34.24	7.92	8.96	25.36	14.66	7.93	9.04	55.63	30.02	11.95	15.95
n	3	1	5	3	3	10	18	2	1	4	8	3

№ образца	048/2				103/9		104/1				
	Cpx		Sp		Cpx	Orx	Ol		Cpx		Sp
Генерации	а	б	а	б	а	а	а	б	а	б	а
№ п. п.	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	52.84	52.24	0.07	0.61	54.79	56.70	40.26	40.40	53.13	50.16	0.07
TiO ₂	0.23	0.60	0.09	1.10	н.о.	0.06	н.о.	н.о.	0.03	0.760	0.25
Al ₂ O ₃	2.41	2.76	48.83	31.71	1.97	1.69	0.01	0.05	0.91	6.43	45.49
Cr ₂ O ₃	0.93	1.03	21.03	31.08	1.03	0.53	0.07	0.04	0.72	1.21	21.13
FeO	2.33	2.86	10.73	13.85	2.52	6.34	9.05	10.47	2.32	3.01	10.08
Fe ₂ O ₃	-	-	1.34	5.96	-	-	-	-	-	-	3.17
MnO	0.09	0.12	0.14	0.23	0.10	0.16	0.11	0.18	0.08	0.09	0.10
MgO	16.46	16.20	19.23	15.49	16.60	33.70	50.47	48.91	16.20	15.52	18.92
CaO	22.56	22.31	н.о.	0.09	22.66	0.71	0.15	0.14	23.14	21.19	0.11
Na ₂ O	0.43	0.30	0.04	0.06	0.46	0.01	0.01	н.о.	0.39	0.42	н.о.
K ₂ O	0.02	0.02	н.о.	н.о.	0.01	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.
Сумма	98.30	98.45	101.50	100.17	100.14	99.91	100.13	100.19	98.92	98.80	99.57
f	7.64	9.37	24.08	33.73	8.14	9.77	9.27	10.88	7.71	20.22	23.20
n	2	1	3	4	2	2	3	1	5	2	1

№ образца	103/2						100/6				
	Ol	Cpx			Opx		Fl	Ol		Cpx	Opx
Генерации	а	а	б*	а	б*	б**	а	б	а	а	а
№ п. п.	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO ₂	40.37	53.17	54.24	57.25	56.94	38.06	40.92	38.23	53.14	56.38	0.14
TiO ₂	н.о.	0.01	н.о.	0.04	н.о.	0.16	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	0.04
Al ₂ O ₃	н.о.	2.92	2.31	1.51	1.57	16.90	0.02	н.о.	2.62	2.65	33.04
Cr ₂ O ₃	0.02	0.99	0.80	0.32	0.39	2.11	0.05	н.о.	0.96	0.64	36.86
FeO	9.01	2.36	2.50	5.50	5.64	3.92	9.28	19.48	2.37	5.79	11.53
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2.72
MnO	0.12	0.08	0.09	0.09	0.16	0.02	0.13	0.21	0.09	0.14	0.14
MgO	50.88	16.37	17.01	33.89	33.73	21.98	49.05	41.85	17.16	33.22	17.02
CaO	0.08	22.40	22.47	0.93	0.94	н.о.	0.06	0.15	22.26	0.79	0.01
Na ₂ O	0.03	0.31	0.30	0.05	0.03	0.13	0.05	н.о.	0.32	0.04	0.01
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	0.02	0.01	10.72	–	–	–	–	–
Сумма	100.51	98.62	99.72	99.68	99.44	98.16	99.56	99.92	98.93	99.65	101.51
f	9.16	7.71	7.89	8.48	8.81	9.15	9.58	20.71	7.23	8.89	27.80
n	2	2	2	1	1	4	12	1	18	9	4

№ образца	40/8						
	Ol	Cpx	Opx		Sp	Нб	Fl
Генерации	б	б	а	б	б	б***	б****
№ п.п.	47	48	49	50	51	52	53
SiO ₂	41.46	52.22	57.49	57.96	0.06	56.48	40.58
TiO ₂	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	0.04	0.10	0.17
Al ₂ O ₃	н.о.	4.39	1.19	0.82	35.07	19.12	17.42
Cr ₂ O ₃	0.10	1.50	0.21	0.15	33.56	0.03	1.16
FeO	7.44	2.89	6.44	6.50	11.18	3.24	3.18
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.08	н.о.	н.о.
MnO	0.12	0.05	0.21	0.09	0.16	0.04	н.о.
MgO	49.24	15.73	33.22	33.34	17.24	3.15	22.66
CaO	н.о.	21.95	0.34	0.25	0.02	7.54	н.о.
Na ₂ O	н.о.	0.42	н.о.	0.10	н.о.	3.03	0.92
K ₂ O	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	0.03	4.94	9.40
Сумма	98.36	99.21	99.10	99.21	100.44	99.87	99.76
f	7.82	9.49	9.93	9.99	26.80	37.35	7.29
n	3	5	7	1	8	6	4

Примечание. Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН с помощью микроанализатора "Camebax", аналитики В.А.Ананьев, В.И.Чубаров, Т.М.Философова, Г.П.Пономарев.

а – наименее измененное зерно или его часть; б – рядом со стеклом в зоне плавления; б* – край около флогопита, ** – в анализе еще H₂O = 4.14, NiO = 0.019; *** – в анализе еще H₂O = 2.20; **** – в анализе еще H₂O = 4.27; а₁ – включение шпинели в оливине; а₂ – шпинель в промежутках между зернами других минералов

Таблица 2п. Состав минералов из включений Вьетнама дунит-лещолитового ряда.
Группа, обогащенная легкоплавкими компонентами

№ образца	121/36а					1			101		
	Ol	Cpx		Orx	Sp	Ol	Cpx	Orx	Ol	Cpx	Orx
	а	а	б	а	а	а	а	а	а	а	а
Генерации	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40.22	52.33	52.76	55.50	0.06	41.13	53.48	55.94	40.65	52.99	56.87
TiO ₂	н.о.	0.52	0.62	0.09	0.02	н.о.	0.17	0.06	н.о.	0.29	н.о.
Al ₂ O ₃	н.о.	6.72	3.34	3.83	59.26	0.01	5.12	3.90	н.о.	5.40	2.69
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.72	0.78	0.29	8.35	0.04	1.27	0.59	0.02	1.10	0.64
FeO	9.57	2.45	3.08	6.12	9.47	8.91	2.47	5.52	9.26	2.54	5.71
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0.55	—	—	—	—	—	—
MnO	0.13	0.09	0.13	0.18	0.12	0.15	0.08	0.16	0.14	0.04	0.13
MgO	48.64	14.10	16.32	32.26	20.43	49.83	15.96	33.38	50.46	15.39	33.94
CaO	0.02	20.65	22.42	0.44	0.01	0.08	19.16	0.70	0.08	21.13	0.79
Na ₂ O	0.01	1.93	0.43	0.04	0.01	—	1.26	0.07	0.08	0.95	н.о.
K ₂ O	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	—	н.о.	н.о.	н.о.	0.02	н.о.
Сумма	98.60	99.72	99.86	98.76	98.26	100.15	98.97	100.32	100.69	99.85	100.77
f	10.07	8.77	9.92	9.90	20.83	9.73	8	8.48	9.47	8.81	8.62
n	1	17	1	2	2	3	2	2	1	1	1

№ образца	103/1				100/1			101/1				
	Ol	Cpx	Orx	Sp	Cpx	Orx	Sp	Ol	Cpx		Orx	
	б	а	а	а	а	б	б	а	а	б*	а	б*
Генерации	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
№ п. п.	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	40.34	51.98	54.67	н.о.	51.84	54.55	0.09	39.82	51.64	51.14	54.23	54.32
TiO ₂	н.о.	0.48	0.09	0.26	0.42	0.12	0.22	н.о.	0.40	0.69	0.08	0.14
Al ₂ O ₃	н.о.	6.87	4.78	57.56	6.86	4.70	54.22	0.02	6.51	7.47	4.32	5.06
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.94	0.47	11.44	0.83	0.44	10.69	н.о.	0.92	0.60	0.51	0.47
FeO	12.42	3.05	6.89	11.96	2.95	9.09	14.19	10.08	3.62	3.55	6.34	6.45
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0.71	—	—	3.90	—	—	—	—	—
MnO	0.15	0.09	0.16	0.12	0.08	0.15	0.14	0.19	0.12	0.10	0.13	0.15
MgO	45.66	14.50	30.72	19.44	14.31	29.51	17.43	47.89	15.32	14.83	31.63	31.15
CaO	0.08	20.15	0.89	0.02	19.79	0.81	н.о.	0.09	18.88	19.47	0.89	0.97
Na ₂ O	н.о.	1.59	0.12	н.о.	1.52	0.12	0.02	0.05	1.45	1.33	0.12	0.20
K ₂ O	н.о.	—	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.04	н.о.	н.о.
Сумма	98.65	99.65	98.79	101.51	98.68	99.49	100.81	98.08	98.86	99.22	98.25	98.91
f	13.38	10.75	11.18	25.84	10.62	14.93	31.57	10.76	12.03	12.13	10.29	10.62
n	1	3	3	2	6	3	2	1	2	2	3	1

№ образца	101/1			038/6					13/85					
	Sp		Hb	Ol		Cpx		Orx	Ol		Cpx		Orx	Sp
	а	б*	б**	а	б	а	б	а	а	б	а	б	а	а
Генерации	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
№ п. п.	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	0.085	0.14	54.84	40.82	40.15	51.86	50.69	55.26	40.46	39.09	52.79	52.47	55.50	0.11
TiO ₂	0.285	0.31	3.55	н.о.	0.03	0.47	0.71	0.12	н.о.	0.02	0.13	0.99	0.02	0.19
Al ₂ O ₃	57.25	49.56	19.52	0.02	0.03	6.60	6.27	5.02	н.о.	н.о.	4.75	3.08	3.66	51.79
Cr ₂ O ₃	10.51	16.88	—	н.о.	н.о.	0.89	0.94	0.46	0.18	0.04	0.92	0.91	0.44	16.17
FeO	10.75	11.29	3.41	10.53	13.65	3.01	3.67	6.22	9.59	16.95	2.73	4.32	5.98	10.12
Fe ₂ O ₃	1.04	2.53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.68
MnO	0.14	0.12	0.05	0.13	0.16	0.08	0.12	0.14	0.13	0.27	0.08	0.09	0.14	0.11
MgO	20.00	18.62	3.84	47.03	44.24	14.28	15.37	30.77	49.56	44.05	15.39	15.74	32.66	19.43
CaO	0.02	н.о.	4.86	0.03	0.04	19.84	20.04	0.73	0.06	0.19	20.51	20.92	0.69	н.о.
Na ₂ O	0.04	0.04	1.44	н.о.	0.03	1.38	0.66	0.05	0.05	0.11	1.33	0.46	0.15	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	4.25	н.о.	н.о.	—	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.02	н.о.	н.о.
Сумма	100.63	99.49	97.96	98.56	98.33	98.41	98.47	98.77	100.03	100.70	98.63	99.00	99.24	99.43
f	23.39	25.61	33.61	11.30	14.90	10.80	12.18	10.41	9.91	17.99	9.27	13.59	9.53	25.14
n	2	2	1	3	1	5	1	4	4	1	7	4	3	4

№ образца	В-7						034/15		034/1			
	Ol		Срх	Орх	Sp		Ol	Срх	Ol		Срх	Орх
	а	б	а	а	а	б	а	а	а	б	а	а
№ п. п.	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
SiO ₂	40.09	39.64	51.77	51.17	0.06	0.06	41.48	52.51	40.85	40.93	50.58	54.69
TiO ₂	0.02	0.01	0.27	0.05	0.14	0.02	0.01	0.38	н.о.	0.03	0.53	0.11
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	5.77	4.70	50.44	50.59	0.02	6.58	н.о.	0.01	6.71	5.43
Cr ₂ O ₃	0.03	н.о.	1.12	0.66	18.48	18.60	0.05	0.84	н.о.	0.03	0.79	0.44
FeO	9.55	13.30	3.14	5.86	10.20	10.69	10.39	2.88	10.16	13.28	3.65	6.37
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	2.22	1.60	-	-	-	-	-	-
MnO	0.16	0.22	0.10	0.13	0.12	0.09	0.09	0.09	0.14	0.18	0.04	0.15
MgO	49.80	45.82	15.77	32.11	19.75	19.49	47.29	15.09	47.20	45.25	16.47	31.35
CaO	0.08	0.16	19.56	1.00	н.о.	н.о.	0.05	20.85	0.07	0.15	18.86	0.67
Na ₂ O	0.02	0.03	1.21	0.16	н.о.	0.07	0.03	0.93	0.03	0.01	0.75	0.09
K ₂ O	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.77	99.20	98.81	98.84	101.41	101.21	99.42	100.15	98.48	99.86	98.38	99.30
f	9.85	14.22	10.34	9.49	23.68	23.70	11.07	9.97	10.91	14.34	11.20	10.46
n	6	2	4	3	3	1	7	2	5	1	2	5

№ образца	72/8				15/85							
	Ol	Срх	Орх	Sp	Ol		Срх		Орх		Sp	
	а	а	а	а	а	б	а	б	а	б	а	
№ п. п.	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	
SiO ₂	40.42	51.42	54.92	-	40.22	39.92	52.20	53.68	53.92	54.74	0.13	
TiO ₂	н.о.	0.53	0.13	0.07	н.о.	0.01	0.60	0.32	0.13	0.11	0.18	
Al ₂ O ₃	н.о.	0.98	4.32	56.54	н.о.	0.06	7.05	0.71	5.18	5.36	58.20	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.80	0.34	8.66	0.02	0.06	0.67	1.62	0.38	0.35	9.28	
FeO	9.17	2.94	6.83	10.59	10.24	13.09	3.44	4.32	6.43	6.51	10.24	
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.88	
MnO	н.о.	0.23	0.12	0.08	0.09	0.26	0.09	0.08	0.16	0.12	0.10	
MgO	49.25	15.24	32.90	23.33	48.24	45.85	14.72	18.85	31.45	31.14	20.32	
CaO	0.07	19.42	0.69	н.о.	0.08	0.15	18.48	18.30	0.90	0.89	0.02	
Na ₂ O	н.о.	1.77	н.о.	н.о.	0.15	н.о.	1.60	0.74	0.16	0.22	0.13	
K ₂ O	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	0.01	0.02	н.о.	0.02	н.о.	0.02	н.о.	
Сумма	93.94	99.34	100.24	99.27	99.05	99.42	98.85	98.54	98.71	99.46	100.48	
f	9.4	9.75	10.5	20.3	10.73	14.05	11.86	11.5	10.54	10.67	22.24	
n	1	4	1	1	2	2	4	2	2	3	2	

№ образца	103/31				В-26			034/16			
	Ol	Срх	Орх	Sp	Ol	Срх	Орх	Ol	Срх		Орх
	а	а	а	а	а	а	б	а	а	б	а
№ п. п.	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
SiO ₂	39.94	50.81	55.36	0.06	41.32	52.64	55.81	39.65	51.55	52.37	56.26
TiO ₂	н.о.	0.57	0.09	0.08	н.о.	0.54	0.14	н.о.	0.49	0.42	0.10
Al ₂ O ₃	0.02	6.87	4.03	60.32	0.04	7.35	5.24	н.о.	7.75	4.23	4.39
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.82	0.28	9.81	0.02	0.96	0.46	0.01	0.80	0.82	0.23
FeO	9.85	2.54	6.36	10.65	10.08	3.30	6.29	14.88	2.94	3.57	6.84
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.15	0.12	0.17	0.11	0.14	0.14	0.14	0.23	0.098	0.12	0.17
MgO	47.66	13.94	31.88	19.92	49.27	15.23	32.22	44.86	13.88	15.91	31.94
CaO	0.04	20.21	0.52	н.о.	0.08	18.93	0.90	0.12	20.52	21.91	0.60
Na ₂ O	0.02	1.75	0.07	н.о.	0.03	1.73	0.18	0.12	1.65	0.29	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	97.68	97.62	98.82	100.95	101.02	100.87	101.39	99.87	99.68	99.64	100.53
f	10.53	9.63	10.31	23.27	10.43	11.45	10.06	15.90	10.94	11.52	10.97
n	3	1	5	2	4	1	2	2	9	5	2

№ образца	В-10						37				
	Ol		Cpx		Orx	Sp		Ol		Cpx	
Генерации	а	а	б	а	а	б	а	б	а	б	а
№ п. п.	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82
SiO ₂	39.95	51.39	51.63	54.21	0.06	0.05	40.55	40.08	52.75	51.92	55.54
TiO ₂	н.о.	0.56	0.81	0.07	0.04	0.14	н.о.	н.о.	0.36	0.36	0.07
Al ₂ O ₃	0.02	6.81	3.54	4.42	59.05	57.11	0.04	0.02	6.33	6.04	4.26
Cr ₂ O ₃	0.02	0.70	0.68	0.32	9.59	9.27	0.01	0.01	1.00	1.05	0.46
FeO	10.13	2.74	4.76	6.32	9.63	12.76	9.44	12.56	2.91	3.27	6.05
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	0.55	0.97	–	–	–	–	–
MnO	0.17	0.08	0.11	0.14	0.09	0.10	0.17	0.23	0.10	0.11	0.13
MgO	48.08	14.69	16.08	32.26	20.58	18.20	47.79	45.54	14.46	15.15	31.07
CaO	0.08	20.31	22.45	0.68	0.01	0.02	0.12	0.15	19.08	19.03	0.76
Na ₂ O	0.04	1.57	0.26	0.08	0.02	0.01	0.09	н.о.	1.57	1.24	0.16
K ₂ O	н.о.	0.01	0.06	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.008	н.о.	н.о.
Сумма	98.49	98.86	100.37	98.50	99.63	98.63	98.21	98.59	98.568	98.18	98.50
f	10.72	9.73	14.53	10.09	20.95	28.42	10.14	13.61	10.46	11.15	10.04
n	8	9	1	8	6	2	1	2	6	1	4

№ образца	37		507/6			14/85					
	Sp		Ol	Cpx	Orx	Ol	Cpx		Orx	Sp	
Генерации	а	б	а	а	а	а	а	б	а	а	б
№ п. п.	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93
SiO ₂	0.15	0.18	40.20	51.90	55.49	40.88	52.49	52.43	55.28	0.11	0.16
TiO ₂	0.36	0.90	н.о.	0.36	0.05	н.о.	0.52	0.69	0.12	0.17	0.71
Al ₂ O ₃	53.18	49.04	н.о.	6.43	3.88	0.02	7.16	4.46	4.87	57.46	49.19
Cr ₂ O ₃	12.86	14.38	н.о.	0.78	0.26	0.02	0.74	1.07	0.36	9.87	14.86
FeO	11.97	14.71	10.05	2.60	6.44	10.28	3.43	4.80	6.55	9.94	15.54
Fe ₂ O ₃	2.09	3.48	–	–	–	–	–	–	–	2.48	4.58
MnO	0.14	0.10	0.14	0.01	0.15	0.15	0.10	0.14	0.17	0.13	0.18
MgO	18.53	16.68	46.92	13.93	31.74	47.95	14.77	15.19	31.63	20.48	16.44
CaO	н.о.	н.о.	0.02	20.96	0.41	0.08	18.35	21.22	0.84	н.о.	0.02
Na ₂ O	0.02	0.07	0.01	1.43	0.05	0.03	1.84	0.19	0.14	н.о.	0.04
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.30	99.55	97.34	98.40	98.47	99.41	99.40	100.20	99.96	100.64	101.72
f	26.85	33.25	10.87	9.73	10.49	10.88	11.83	15.46	10.65	21.61	40.14
n	7	1	3	3	3	3	14	4	4	4	2

Примечание. Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН с помощью микроанализатора "Самебах", аналитики В.А.Ананьев, В.И.Чубаров, Т.М.Философова, Г.П.Пономарев.

а – наименее измененное зерно или его часть; б – рядом со стеклом в зоне плавления; б* – край с флогопитом; б** – еще H₂O = 2.18

Таблица 3п. Состав минералов из включений "зелёных" пироксенидов Вьетнама

№ образца	38п				121/ 36б	507/32		507/ 31	В-7		103/5		
	Cpx	Orx	Sp	Gr	Cpx	Sp	Sp	Cpx	Orx	Cpx	Sp	Gr	
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	51.38	54.01	0.04	41.98	51.8	48.15	0.12	52.90	49.58	53.37	50.85	–	42.16
TiO ₂	0.27	0.06	0.04	0.04	0.51	1.42	0.76	0.37	1.28	0.33	0.06	–	–
Al ₂ O ₃	7.52	6.09	66.38	24.05	6.77	9.73	60.85	5.96	7.69	4.59	8.17	66.38	24.56
Cr ₂ O ₃	0.15	8.86	1.67	0.14	0.10	0.01	0.07	0.26	0.04	0.05	0.06	0.73	0.07
FeO	3.84	0.08	12.22	9.97	7.49	7.25	17.05	6.01	7.58	13.55	3.80	11.97	10.46
Fe ₂ O ₃	–	–	0.66	0.10	–	–	7.01	–	–	–	–	0.54	–
MnO	0.07	0.16	0.11	0.38	0.18	0.12	0.11	0.15	0.13	0.24	0.09	0.09	0.28
MgO	14.51	30.49	19.98	17.87	15.94	13.26	16.99	17.58	12.4	26.31	14.05	19.80	17.58
CaO	20.63	0.79	0.00	5.66	14.76	17.32	0.00	15.06	18.93	1.14	21.21	н.о.	5.60
Na ₂ O	1.25	0.12	0.02	0.03	1.36	1.42	0.05	0.90	1.24	0.07	0.90	н.о.	н.о.
Сумма	99.62	100.66	101.12	100.22	98.91	98.68	103.00	99.19	98.87	99.65	99.19	99.51	100.71
f	13.04	14.25	25.73	24.56	21.26	23.78	36.17	16.46	25.91	22.71	13.47	25.46	25.55
n	6	4	5	9	4	5	1	2	3	4	3	3	6

Примечание. Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН с помощью микроанализатора "Самебах", аналитики В.А.Ананьев, В.И.Чубаров, Т.М.Философова, Г.П.Пономарев

Таблица 4п. Состав минералов из включений "черных" пироксенитов Вьетнама

№ образца	100/1						103/1			
	Ol	Cpx		Opx	Sp		Ol	Cpx	Opx	
Генерации	а	а	б	а	а	б	б	а	а	б
№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	38.98	47.91	48.94	51.12	0.11	0.11	40.34	48.28	51.84	52.33
TiO ₂	0.04	1.78	1.54	0.72	1.40	1.47	н.о.	2.30	0.69	0.63
Al ₂ O ₃	0.01	9.63	7.72	7.58	56.75	57.47	н.о.	9.52	6.97	6.67
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.11	0.04	0.38	0.60	н.о.	0.23	0.08	0.01
FeO	21.26	9.20	8.03	13.35	19.70	18.96	12.42	6.78	11.34	12.63
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	8.44	8.27	-	-	-	-
MnO	0.21	0.15	0.14	0.16	0.09	0.13	0.15	0.14	0.20	0.20
MgO	39.20	12.98	14.35	25.21	14.98	15.74	45.66	13.76	27.46	26.73
CaO	0.18	16.53	17.74	1.47	н.о.	0.03	0.08	17.93	1.42	1.53
Na ₂ O	н.о.	1.41	0.49	0.11	н.о.	0.01	н.о.	1.27	0.19	0.15
Сумма	99.90	99.63	99.06	99.76	101.85	102.80	98.65	100.21	100.19	100.88
f	23.50	28.78	24.21	23.13	42.58	40.50	13.38	22.01	19.02	21.22
n	2	10	1	1	2	1	1	3	2	1

№ образца	103/1			100/6							
	Sp		Hb	Ol	Cpx		Opx		Sp		Hb
Генерации	а	б	б	а	а	б	а	б	а	б	б
№ п. п.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	н.о.	н.о.	51.04	38.35	46.22	47.19	48.74	49.66	0.01	0.08	48.92
TiO ₂	1.24	0.89	5.01	0.03	1.78	1.95	0.61	0.68	1.59	1.55	2.72
Al ₂ O ₃	56.83	61.89	14.83	н.о.	10.94	10.37	9.07	8.27	53.03	53.58	18.01
Cr ₂ O ₃	2.55	1.68	0.04	0.03	0.04	0.04	0.06	0.03	0.25	0.24	0.002
FeO	17.95	14.30	13.54	22.40	11.35	10.59	17.99	14.97	23.21	23.38	12.47
Fe ₂ O ₃	7.24	4.43	-	-	-	-	-	-	11.56	11.79	-
MnO	0.11	0.13	0.19	0.28	0.17	0.24	0.19	0.18	0.14	0.11	0.16
MgO	16.09	18.82	3.23	39.56	12.17	12.91	22.54	24.69	12.45	12.60	4.41
CaO	н.о.	0.02	6.91	0.22	15.23	16.76	1.48	1.61	0.01	н.о.	8.90
Na ₂ O	н.о.	н.о.	2.41	н.о.	1.44	1.04	0.23	0.21	0.07	н.о.	1.52
Сумма	102.01	102.16	100.44*	100.87	99.34	101.10	100.91	100.29	102.32	103.34	100.23**
f	38.64	30.08	70.46	24.10	32.87	32.02	30.94	25.62	51.26	51.13	61.34
n	1	1	1	3	6	1	3	1	3	1	6

№ образца	40с									
	Ol			Cpx			Opx	Sp		Hb
Генерации	а	б	в	а	б	в	в	а	б	а
№ п. п.	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	39.67	39.25	38.95	48.39	50.47	45.10	49.65	0.04	0.15	43.74
TiO ₂	0.09	0.11	н.о.	0.96	1.31	2.95	0.41	0.69	2.64	3.45
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	8.13	4.51	10.24	9.03	49.26	37.19	13.25
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	0.05	н.о.	0.09	0.77	1.59	0.05
FeO	17.33	18.11	21.07	8.57	7.23	7.36	17.36	23.64	24.36	13.77
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	15.08	26.29	-
MnO	0.23	0.34	0.30	0.17	0.20	0.10	0.63	0.23	0.30	0.38
MgO	44.10	42.65	40.46	11.74	17.68	12.03	21.77	10.79	10.58	10.46
CaO	0.26	0.39	0.30	20.25	17.26	21.51	1.69	н.о.	0.10	13.49
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	1.04	0.45	0.50	0.11	0.03	н.о.	0.73
Сумма	101.68	100.85	101.08	99.28	99.16	99.79	100.74	100.53	103.19	100.76***
f	18.26	19.54	22.87	29.52	19.09	25.82	31.71	55.38	56.67	43.84
n	1	1	3	12	4	2	4	15	1	6

№ образца	9/3					9/3ш		
	ОI	Срх		Орх		ОI	Срх	
Генерации	а	а	б	а	б	а	а	б
№ п. п.	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	37.90	50.51	50.13	53.61	53.76	39.00	50.23	49.42
TiO ₂	0.01	0.76	1.21	0.29	0.42	0.01	0.96	1.42
Al ₂ O ₃	0.01	6.04	5.44	4.41	3.52	н.о.	8.03	6.05
Cr ₂ O ₃	0.02	0.08	0.01	0.06	0.05	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	21.20	9.18	9.14	11.62	13.04	20.19	8.54	7.3
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	0.29	0.20	0.18	0.18	0.31	0.21	0.12	0.13
MgO	39.24	14.37	15.25	27.13	25.90	39.52	12.60	14.39
CaO	0.20	15.90	16.64	1.90	1.87	0.25	18.03	20.16
Na ₂ O	0.03	1.20	0.49	0.10	0.09	н.о.	1.55	0.44
Сумма	98.90	98.25	98.49	99.30	98.95	99.18	100.0	99.31
f	23.51	26.82	25.54	19.62	22.43	22.27	27.57	22.18
n	1	1	1	1	1	7	1	5

№ образца	9/3ш			37		37в-1	
	Орх	Fl	Mt	Срх		Срх	
Генерации	б	б	б	а	б	а	б
№ п. п.	40	41	42	43	44	45	46
SiO ₂	51.65	36.48	н.о.	53.55	50.73	52.07	51.68
TiO ₂	0.27	7.52	17.11	0.38	1.07	0.47	0.76
Al ₂ O ₃	6.30	16.44	9.95	3.87	6.31	4.12	2.74
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.08	3.94	0.12	0.15	0.35	0.23
FeO	15.55	11.49	23.25	7.44	9.08	6.76	6.91
Fe ₂ O ₃	–	–	35.73	–	–	–	–
MnO	0.25	н.о.	0.33	0.17	0.24	0.15	0.15
MgO	24.12	13.50	7.77	18.23	14.20	18.24	17.47
CaO	1.19	н.о.	0.14	14.90	16.45	15.52	18.00
Na ₂ O	н.о.	0.65	н.о.	0.68	0.89	0.74	0.32
Сумма	99.33	95.26	98.25	99.34	99.13	98.43	98.26
f	26.57	32.33	72.15	18.97	26.93	17.54	18.48
n	1	9	4	1	1	3	2

Примечание. Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН с помощью микроанализатора "Самебах", аналитики В.А.Ананьев, В.И.Чубаров, Т.М.Философова, Г.П.Пономарев.

а – наименее измененное зерно или его часть; б – рядом со стеклом в зоне плавления; в – рядом с амфиболом; * – в анализе еще K₂O = 3.24; ** – в анализе еще K₂O = 1.00, H₂O = 2.12; *** – в анализе еще K₂O = 0.04, H₂O = 1.44

Таблица 5n. Состав минералов плагиоклазсодержащих включений Вьетнама

№ образца	35/7				8/1	38/7а	
	ОI	Срх	Pl	Hb	Срх	Орх	Pl
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40.81	50.83	55.76	49.46	45.88	52.37	47.3
TiO ₂	н.о.	0.48	н.о.	2.57	1.24	0.08	0.01
Al ₂ O ₃	н.о.	3.95	28.62	17.15	8.35	1.47	33.55
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.06	0.01	0.01	0.07	н.о.	0.03
FeO	8.96	10.10	0.19	10.25	12.27	23.23	0.24
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–
MnO	0.12	0.24	н.о.	0.16	0.30	0.58	0.05
MgO	48.04	11.27	н.о.	3.52	8.37	19.99	0.01
CaO	0.07	21.64	10.20	8.07	22.14	0.38	16.18
Na ₂ O	н.о.	0.68	4.99	2.47	0.69	н.о.	1.73
K ₂ O	0.01	н.о.	0.17	3.28	н.о.	н.о.	0.05
Сумма	98.01	99.25	99.94	99.03*	99.31	98.11	99.15
f	9.59	34.16	–	62.42	45.76	40.06	–
n	2	17	6	4	7	1	2

Примечание. Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН с помощью микроанализатора "Самебах", аналитики В.А.Ананьев, В.И.Чубаров, Т.М.Философова, Г.П.Пономарев.

* – в анализе еще H₂O = 2.09

Таблица 6 п. Состав минералов гипербазит-базитовых включений в базанитах мыса Наварин

№ образца	Б-1					Б-2				
	Ol	Cpx		Orx	Sp	Cpx		Orx	Sp	Hb
	б	а	б	а	а	а	б	а	а	б
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40.29	51.06	50.25	54.48	н.о.	51.24	51.29	53.44	н.о.	57.99
TiO ₂	н.о.	0.46	0.47	0.1	0.09	0.50	0.59	0.15	0.17	0.05
Al ₂ O ₃	н.о.	0.74	4.78	5.02	56.19	8.30	6.08	6.49	61.24	10.10
Cr ₂ O ₃	0.02	0.82	0.85	0.42	11.50	0.37	0.83	0.37	7.64	0.18
FeO	13.07	3.02	4.57	6.18	0.98	3.53	3.46	6.43	0.36	2.14
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	9.99	-	-	-	7.12	-
MnO	0.15	0.11	0.12	0.15	0.13	0.13	0.12	0.15	0.11	0.02
MgO	45.20	15.0	16.35	31.32	19.91	15.64	16.31	30.63	22.33	19.34
CaO	0.24	26.18	21.22	0.93	н.о.	17.99	20.98	1.31	н.о.	3.76
Na ₂ O	н.о.	1.38	0.47	0.01	н.о.	1.56	0.56	0.04	н.о.	2.28
K ₂ O	н.о.	0.02	0.01	н.о.	0.01	0.01	0.01	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	98.97	98.8	99.03	98.61	98.75	99.27	100.23	99.01	98.97	95.86
f	13.85	10.14	13.04	10.34	21.98	11.36	11.11	10.59	0.9	5.84
n	2	1	5	5	4	17	18	2	7	1

№ образца	781						55-90				
	Ol	Cpx		Orx		Sp		Ol	Cpx	Hb	
	а	а	б	а	б	а	б	а	б	б	
№ п.п.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	42.37	51.86	54.56	55.69	59.09	н.о.	1.26	40.24	40.47	51.37	51.32
TiO ₂	н.о.	0.41	0.5	0.06	0.10	0.18	0.38	н.о.	н.о.	0.45	0.45
Al ₂ O ₃	н.о.	7.12	2.02	5.13	1.71	61.81	47.95	н.о.	н.о.	4.72	8.72
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.74	1.01	0.39	0.35	10.32	21.14	н.о.	н.о.	1.09	0.85
FeO	9.65	2.97	2.87	6.09	5.84	н.о.	н.о.	10.17	9.94	3.12	3.17
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	9.80	11.64	-	-	-	-
MnO	0.14	0.12	0.10	0.14	0.15	0.13	0.21	0.0075	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	48.05	14.86	17.26	31.51	32.27	20.63	18.63	50.00	50.23	17.08	13.94
CaO	0.07	20.28	21.93	0.83	1.48	н.о.	0.29	0.03	0.05	21.39	18.15
Na ₂ O	н.о.	1.86	0.53	0.03	0.03	н.о.	0.02	н.о.	н.о.	0.41	1.51
K ₂ O	0.06	0.01	0.06	0.04	0.01	0.01	0.01	н.о.	н.о.	0.03	1.40
Сумма	100.34	99.98	100.84	99.91	100.94	102.88	101.52	100.44	100.69	99.66	99.51
f	10.12	9.76	8.42	9.30	9.32	21.06	25.97	10.24	9.99	9.30	11.39
n	3	32	20	10	5	5	1	12	2	11	2

№ образца	36/11-90			30/90			22/1-90		
	Ol		Cpx	Ol	Cpx	Sp	Ol	Cpx	
	а	б	б	а	а	а	а	а	б
№ п.п.	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	40.46	41.44	50.79	40.92	53.43	н.о.	40.80	51.77	52.37
TiO ₂	н.о.	н.о.	0.58	н.о.	0.21	0.09	н.о.	0.40	0.38
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	5.41	н.о.	4.69	44.52	н.о.	7.73	5.09
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0.70	0.01	1.37	26.25	0.01	0.65	0.82
FeO	10.82	10.82	3.83	8.28	2.18	н.о.	10.86	3.56	3.13
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	11.81	-	-	-
MnO	0.05	0.06	н.о.	0.10	0.04	0.14	0.14	0.01	0.09
MgO	48.24	46.96	16.85	49.76	14.99	17.87	46.86	14.61	15.87
CaO	0.12	0.83	19.66	0.06	21.32	н.о.	0.08	18.45	21.08
Na ₂ O	0.01	0.02	0.87	н.о.	1.38	н.о.	н.о.	1.58	0.51
K ₂ O	0.005	0.02	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.65	100.15	98.70	99.13	99.61	100.68	98.74	98.76	99.54
f	11.18	11.45	11.33	8.54	7.57	27.04	11.51	12.04	9.95
n	8	4	9	4	7	2	3	11	2

№ образца	793				10/1-90			
	Ol	Срх	Орх	Sp	Ol		Срх	Pl
Генерация	а	б	б	а	а	а	а	б
№ п.п.	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	40.65	51.05	54.54	н.о.	39.86	39.13	51.80	47.77
TiO ₂	н.о.	0.51	0.11	0.09	н.о.	н.о.	0.05	н.о.
Al ₂ O ₃	н.о.	7.94	5.40	61.23	н.о.	н.о.	4.84	34.20
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.74	0.32	6.64	0.01	0.01	0.06	н.о.
FeO	10.79	3.39	7.00	0.67	19.41	20.60	5.34	0.27
Fe ₂ O ₃	-	-	-	10.74	-	-	-	-
MnO	0.17	0.09	0.15	0.09	0.42	0.40	0.14	0.01
MgO	47.50	13.94	30.24	20.15	41.63	40.82	14.32	0.01
CaO	0.05	19.29	0.82	н.о.	0.27	0.31	22.35	16.40
Na ₂ O	н.о.	1.42	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	0.35	1.87
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	0.02	0.02	0.20
Сумма	99.16	98.37	98.59	99.61	101.63	101.29	99.27	100.73
f	11.30	12.01	11.49	23.01	20.73	22.07	17.35	-
п	1	9	10	6	2	2	5	8

Примечание. обр.781, 36/11-90, 30/90, 22/1-90 – лерцолиты; обр.55-90, Б-2 – верлиты; обр.Б-1, 793 – вебстериты; обр.10/1-90 – габбро; а, б и аналитики те же, что в табл. 1п

Таблица 7п. Состав минералов из базит-гипербазитовых включений в базанитах района р. Валовьям

№ образца	8711/1					8710р			8710/3	
	Ol	Срх		Sp		Ol	Срх	Sp	Ol	
Генерация	а	а	б	а	б	а	а	а	а	б
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40.42	48.54	47.92	н.о.	н.о.	40.83	50.97	н.о.	40.98	40.98
TiO ₂	н.о.	0.69	1.15	0.19	0.20	н.о.	0.89	0.41	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	н.о.	6.36	7.80	32.95	29.65	н.о.	6.92	55.46	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	0.22	2.15	0.06	29.68	31.23	н.о.	0.49	10.47	н.о.	н.о.
FeO	9.99	3.32	4.20	10.22	11.69	12.58	3.93	3.30	10.82	10.81
Fe ₂ O ₃	-	-	-	13.07	13.66	-	-	12.39	-	-
MnO	0.05	н.о.	н.о.	0.23	0.23	0.01	н.о.	0.06	н.о.	н.о.
MgO	48.39	14.70	13.80	16.18	15.33	46.91	15.85	18.85	49.56	49.06
CaO	0.09	22.14	23.29	0.02	0.05	0.06	19.87	0.03	н.о.	0.006
Na ₂ O	н.о.	0.68	0.30	н.о.	н.о.	н.о.	1.20	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	0.02	н.о.	н.о.	0.01	0.02	н.о.	н.о.	0.03	н.о.	н.о.
Сумма	99.18	98.58	98.52	102.55	102.06	100.39	100.12	101.0	101.36	100.55
f	10.39	11.29	14.60	31.19	33.35	13.08	11.91	26.95	10.91	11.00
п	9	11	1	4	3	14	24	17	9	20

№ образца	8710/3				8710г					
	Срх		Орх	Sp	Ol		Срх		Sp	
Генерация	а	б	б	а	а	б	а	б	а	б
№ п.п.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	51.04	53.91	55.18	н.о.	39.49	39.59	52.71	52.99	0.08	0.62
TiO ₂	1.01	0.56	0.16	0.52	н.о.	0.01	0.20	0.26	0.36	2.65
Al ₂ O ₃	6.17	1.66	4.70	51.81	0.01	н.о.	3.54	2.36	29.91	30.75
Cr ₂ O ₃	0.23	0.65	0.35	14.56	0.008	0.04	0.99	1.09	31.12	24.97
FeO	3.71	3.04	6.84	4.09	11.28	11.38	3.40	3.15	15.32	15.41
Fe ₂ O ₃	-	-	-	10.55	-	-	-	-	7.88	8.97
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.18	0.20	0.09	0.13	0.26	0.26
MgO	16.78	18.53	33.04	19.92	47.20	47.39	15.67	15.32	13.69	14.91
CaO	19.71	20.94	0.92	н.о.	0.13	0.17	20.82	22.55	н.о.	0.44
Na ₂ O	1.56	0.60	н.о.	н.о.	0.04	н.о.	0.91	0.52	н.о.	0.06
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.016	0.02	н.о.	0.02
Сумма	100.21	99.89	101.19	101.45	98.33	98.78	98.35	98.39	98.62	99.04
f	11.09	9.25	10.41	22.94	11.99	12.06	11.13	10.74	38.98	37.11
п	7	14	3	5	5	2	3	1	2	2

№ образца	8710p				8710c					
	Ol	Срх	Орх	Sp	Ol		Срх	Sp	Hb	Fl
	а	а	а	а	а	б	б	б	б	б
№ п.п.	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	40.18	51.09	54.43	0.03	41.16	40.79	52.80	0.08	39.74	38.57
TiO ₂	0.04	0.84	0.22	0.43	0.03	0.05	0.54	0.95	7.73	9.68
Al ₂ O ₃	0.03	6.86	4.70	54.72	0.05	0.05	4.12	38.06	13.73	13.82
Cr ₂ O ₃	0.04	0.68	0.35	9.36	0.01	0.10	1.03	22.91	0.94	0.51
FeO	12.77	4.11	7.86	13.07	11.04	12.29	3.81	15.34	4.97	5.41
Fe ₂ O ₃	–	–	–	3.93	–	–	–	7.53	–	–
MnO	0.20	0.12	0.16	0.14	0.21	0.20	н.о.	0.21	0.05	0.03
MgO	46.21	14.54	30.46	18.13	47.92	47.05	15.10	15.25	13.99	17.33
CaO	0.12	20.04	1.07	0.01	0.15	0.18	23.06	0.12	12.80	0.34
Na ₂ O	0.01	1.13	0.02	н.о.	0.01	0.01	0.52	0.008	2.13	0.92
K ₂ O	н.о.	0.02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.02	н.о.	1.58	9.49
Сумма	99.60	99.37	99.27	99.82	100.58	100.78	101.0	100.45	97.71	96.1
f	13.56	13.93	12.76	29.03	11.64	12.97	12.71	36.40	16.34	15.0
n	7	12	4	2	5	14	6	12	10	8

№ образца	8710н-1				8710/4			8710м		
	Срх		Орх	Sp	Ol	Срх		Sp	Срх	Орх
	а	б	а	а	а	а	б	а	а	а
№ п.п.	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	49.95	50.11	53.38	н.о.	40.06	50.18	50.34	н.о.	48.75	52.56
TiO ₂	0.72	1.3	0.13	1.10	н.о.	0.57	0.44	1.39	0.91	0.18
Al ₂ O ₃	7.81	5.56	5.92	57.35	н.о.	5.83	4.76	49.14	7.23	5.42
Cr ₂ O ₃	0.21	0.20	0.14	1.61	н.о.	0.31	0.26	7.45	0.10	0.095
FeO	5.11	5.54	9.52	17.95	16.46	5.46	4.92	10.90	6.22	11.76
Fe ₂ O ₃	–	–	–	6.60	–	–	–	16.53	–	–
MnO	0.12	0.11	0.20	0.27	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.13	0.26
MgO	13.66	13.97	29.52	15.65	44.05	14.89	15.13	16.26	13.25	27.96
CaO	20.16	21.90	0.84	н.о.	0.03	21.01	22.66	н.о.	21.25	0.80
Na ₂ O	1.19	0.53	н.о.	н.о.	н.о.	0.94	0.38	н.о.	0.44	0.03
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	98.99	99.22	99.69	100.5	100.6	99.19	98.89	101.67	98.28	99.06
f	17.69	18.52	15.60	39.51	17.32	17.06	15.43	36.32	21.22	19.43
n	7	2	2	1	14	13	3	3	3	4

№ образца	8710x				8710						
	Sp	Gr	Срх	Орх	Ol	Срх	Sp	Pl		Mt	
	а	а	а	а	а	а	а	а	б	I	II
№ п.п.	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
SiO ₂	0.04	24.77	51.83	54.98	38.10	46.33	н.о.	47.92	50.83	0.09	0.02
TiO ₂	0.79	7.32	0.38	0.12	0.03	1.25	0.96	0.06	0.05	6.11	14.07
Al ₂ O ₃	52.39	18.51	5.17	4.08	0.26	8.88	48.86	33.07	30.80	12.91	7.14
Cr ₂ O ₃	1.24	0.26	0.46	0.28	0.02	н.о.	0.06	0.02	0.01	0.06	0.04
FeO	14.65	20.63	4.98	9.33	22.05	8.39	17.66	0.64	0.66	45.64	39.84
Fe ₂ O ₃	13.43	–	–	–	–	–	20.47	–	–	31.27	34.34
MnO	0.14	0.15	0.13	0.18	0.75	0.23	0.45	0.01	н.о.	0.65	0.60
MgO	16.94	13.59	15.56	30.32	38.03	11.26	13.01	0.03	0.06	4.89	4.88
CaO	0.17	11.04	20.78	1.08	0.48	22.25	0.02	15.56	13.39	0.17	0.15
Na ₂ O	0.02	1.19	0.45	0.06	0.03	0.63	н.о.	2.27	3.51	н.о.	0.03
K ₂ O	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	0.16	0.29	н.о.	н.о.
Сумма	99.81	97.46	99.75	100.43	99.75	99.23	101.49	99.74	99.60	101.79	101.11
f	32.88	46.18	15.58	14.96	24.55	29.53	46.88	–	–	78.22	81.39
n	4	1	7	4	7	27	6	9	6	3	7

Примечание. обр.8711/1; 8710p; 8710г; 8710c; 8710/4 – верлиты; обр.8710/3 – пироксенсодержащий дунит; обр.8710н-1 – клинопироксенит; обр.8710м – “черный” пироксенит; обр.8710x – вебстерит; обр.8710 – габбро; I и II – разные генерации; а, б и аналитики те же, что в табл. 1п

Таблица 8п. Состав минералов из ультрасосновых включений в щелочных оливковых базальтах района вулкана Бакенинг

№ образца	92-23к					92-23и			К-95-23е			
	Ol	Cpx		Orx	Hb	Ol	Cpx	Sp	Ol	Cpx	Orx	Sp
Генерация	а	а	б	а	б	а	а	а	а	б	б	б
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	39.39	51.11	52.06	53.69	53.00	38.99	50.55	н.о.	39.70	52.01	53.69	н.о.
TiO ₂	н.о.	0.31	0.45	0.04	0.02	0.06	0.47	0.47	н.о.	0.02	н.о.	1.44
Al ₂ O ₃	н.о.	4.89	3.32	4.75	11.09	н.о.	4.74	45.61	н.о.	3.58	3.61	27.28
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.39	0.37	0.06	н.о.	н.о.	0.35	11.06	н.о.	0.54	0.25	16.33
FeO	16.60	5.50	5.83	11.19	8.61	18.50	5.72	11.32	16.45	4.90	11.33	22.62
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	17.28	—	—	—	22.23
MnO	0.06	н.о.	н.о.	0.03	н.о.	0.13	0.01	0.15	0.11	н.о.	0.05	0.19
MgO	44.08	15.10	16.55	29.37	20.46	42.32	14.95	14.45	42.83	15.23	28.71	9.60
CaO	0.05	21.45	20.24	0.77	3.51	0.03	21.30	н.о.	0.02	22.18	0.59	н.о.
Na ₂ O	н.о.	0.49	0.35	н.о.	1.5	н.о.	0.62	н.о.	н.о.	0.32	0.01	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.14	н.о.	н.о.	н.о.	0.02	0.03	н.о.	0.03
Сумма	100.18	99.24	99.17	99.9	98.33	100.03	98.71	100.34	99.13	98.81	98.24	99.72
f	17.38	16.98	16.58	17.62	19.09	19.69	17.66	40.14	17.72	15.29	18.12	56.50
n	15	57	10	31	2	11	4	2	7	2	1	3

№ образца	К-95-23б		1001/73						
	Ol	Cpx	Ol		Cpx		Orx		Sp
Генерация	а	а	а	б	а	б	а	б	б
№ п.п.	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	39.10	49.63	39.75	39.81	52.46	52.40	55.25	55.40	0.12
TiO ₂	н.о.	0.70	н.о.	н.о.	0.14	0.16	0.02	0.03	0.70
Al ₂ O ₃	н.о.	5.62	н.о.	н.о.	3.46	3.43	3.03	2.91	36.08
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.25	0.36	0.07	0.87	0.75	0.54	0.36	24.54
FeO	19.13	6.08	13.67	16.19	3.83	3.95	7.68	8.07	6.90
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	17.11
MnO	0.09	н.о.	0.24	0.34	0.13	0.13	0.20	0.16	0.24
MgO	41.90	15.03	45.38	43.12	15.62	15.68	31.32	31.48	13.63
CaO	0.04	20.28	0.08	0.14	21.85	21.51	0.82	0.72	0.06
Na ₂ O	н.о.	0.77	н.о.	н.о.	0.47	0.43	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	0.01	0.02	0.01	0.03	0.0075	н.о.	0.04
Сумма	100.26	98.36	99.49	99.69	98.84	98.44	98.86	99.12	99.42
f	20.40	18.53	14.45	17.40	12.09	12.40	12.09	12.57	41.35
n	6	5	2	4	7	2	4	1	6

№ образца	92-23г					92-23р			К-95-23д		
	Ol	Cpx		Orx	Sp	Cpx		Orx	Ol	Cpx	
Генерация	б	а	б	а	а	а	б	а	а	а	б
№ п.п.	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	39.74	51.52	51.19	54.24	н.о.	48.89	49.9	51.84	39.39	50.99	51.44
TiO ₂	н.о.	0.31	0.31	0.03	0.29	0.64	0.99	0.08	н.о.	0.48	0.47
Al ₂ O ₃	н.о.	4.19	4.20	3.88	47.98	8.18	5.15	6.88	н.о.	4.24	3.85
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.34	0.35	0.14	10.64	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.36	0.44
FeO	16.07	4.61	4.60	9.42	10.24	6.77	7.52	13.41	18.97	6.12	6.08
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	15.70	—	—	—	—	—	—
MnO	0.09	н.о.	н.о.	0.05	0.07	0.05	0.08	0.18	0.13	н.о.	н.о.
MgO	44.11	15.29	15.26	29.18	15.67	14.41	14.37	28.29	41.88	15.68	15.62
CaO	0.02	22.61	22.35	2.07	н.о.	20.88	21.9	0.63	0.03	20.40	20.51
Na ₂ O	н.о.	0.42	0.39	н.о.	н.о.	0.59	0.32	н.о.	н.о.	0.48	0.28
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	0.01	н.о.	0.01	0.01	0.01
Сумма	100.03	99.13	98.65	99.01	100.59	100.42	100.24	101.3	100.41	98.76	98.7
f	16.98	14.46	14.48	15.33	35.99	20.88	22.65	20.99	20.26	18.00	18.08
n	72	21	8	1	14	28	3	5	9	3	2

Примечание. обр. 92-23к – гарибургит; обр.92-23и, К-95-23е, К-95-23б, 1001/73, 92-23г, К-95-23д – верлиты; обр.92-23р – “черный” пироксенит; а, б и аналитики те же, что в табл. 1п

Таблица 9п. Состав минералов из ультраосновных включений в лавах Авачинского вулкана

№ образца	105					АВЧ-7			АВЧ-15	
	Ol	Срх	Орх	Sp	Нб	Срх	Орх	Sp	Срх	
	а	а	а	а	а	а	а	а	а	б
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40.24	54.00	56.54	0.15	49.52	54.04	57.04	0.16	53.85	53.74
TiO ₂	н.о.	0.01	н.о.	0.01	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	н.о.	1.57	1.49	25.14	7.73	1.90	1.37	24.55	2.16	1.82
Cr ₂ O ₃	0.08	0.51	0.48	39.9	1.35	1.32	0.94	40.91	1.27	0.92
FeO	8.99	2.20	5.82	12.76	3.26	2.22	5.45	11.52	2.39	1.89
Fe ₂ O ₃	—	—	—	6.50	—	—	—	5.50	—	—
MnO	0.11	0.08	0.13	0.21	0.04	0.08	0.17	0.30	0.09	0.08
MgO	50.57	17.22	34.65	14.89	20.37	17.09	33.14	15.31	17.05	17.14
CaO	0.04	23.64	0.58	н.о.	11.72	23.48	0.67	0.02	22.73	23.33
Na ₂ O	0.05	0.01	0.02	0.04	1.45	0.02	0.01	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.20	0.01	н.о.	н.о.	0.01	н.о.
Сумма	100.08	99.24	99.71	99.60	95.69	100.16	99.79	98.27	99.55	98.92
f	9.17	6.98	8.80	32.86	8.35	7.02	10.08	30.24	7.50	6.07
n	8	9	13	12	5	5	9	1	6	4

№ образца	АВЧ-15		АВ-41-77								
	Орх	Sp	Ol		Срх			Орх		Sp	Нб
	а	а	II	III	I	II	III	I	II	I	II
№ п.п.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	56.82	0.19	39.45	37.93	53.87	53.48	50.58	56.95	56.76	0.02	42.44
TiO ₂	0.01	0.02	н.о.	н.о.	0.06	0.19	0.48	0.04	0.05	0.73	1.57
Al ₂ O ₃	2.21	21.08	н.о.	н.о.	1.70	2.40	4.72	1.15	1.35	19.74	13.85
Cr ₂ O ₃	1.97	46.52	н.о.	н.о.	0.66	0.53	0.63	0.35	0.31	32.93	0.07
FeO	6.78	14.49	16.56	21.94	4.66	4.85	6.51	8.80	9.32	16.70	10.08
Fe ₂ O ₃	—	3.13	—	—	—	—	—	—	—	19.66	—
MnO	0.18	0.25	0.25	0.31	0.16	0.14	0.14	0.16	0.20	0.30	0.12
MgO	31.86	13.20	43.28	39.67	16.38	16.06	13.83	30.89	30.25	10.31	14.64
CaO	1.05	0.01	н.о.	н.о.	21.78	21.47	22.08	1.02	1.04	н.о.	11.55
Na ₂ O	0.10	0.05	н.о.	0.01	0.30	0.20	0.28	0.03	0.07	н.о.	2.67
K ₂ O	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	0.06	н.о.	0.05	н.о.	н.о.	0.03	0.92
Сумма	100.99	98.94	99.54	99.86	99.63	99.32	99.02	99.39	99.35	100.42	97.91
f	10.94	36.92	17.67	23.68	13.60	14.76	21.29	14.02	15.05	51.69	21.50
n	6	9	2	2	3	8	4	5	6	1	10

Примечание. обр.105, АВЧ-7, АВЧ-15 – гарцбургиты; обр.АВ-41-77 – сложное включение: I – ядро, ортопироксенит; II – промежуточная зона, гарцбургит; III – кортландит; а, б и аналитики те же, что в табл. 1п

Таблица 10п. Состав минералов из ультраосновных включений в породах Ключевского вулкана

№ образца	КК-1			КК-2				КК-3			
	Ol	Срх	Sp	Ol	Срх	Орх	Sp	Ol	Срх	Орх	Нб
	а	а	а	а	а	а	а	а	а	а	б
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40.31	53.15	н.о.	41.04	55.53	57.79	н.о.	42.32	53.6	58.14	44.68
TiO ₂	н.о.	0.15	1.38	н.о.	0.07	0.01	0.17	н.о.	0.05	н.о.	1.93
Al ₂ O ₃	н.о.	2.41	11.16	н.о.	3.00	0.79	12.67	н.о.	3.98	1.17	13.37
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.24	20.42	н.о.	0.22	0.04	51.86	н.о.	0.88	0.21	0.42
FeO	16.36	5.24	36.68	9.17	2.91	5.88	7.93	8.81	2.99	5.73	7.06
Fe ₂ O ₃	—	—	23.22	—	—	—	14.21	—	—	—	2.52
MnO	0.13	н.о.	0.20	н.о.	н.о.	н.о.	0.31	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	49.82	15.94	7.30	48.80	16.71	33.79	12.78	49.29	16.38	33.45	15.46
CaO	0.03	22.10	н.о.	0.01	22.16	0.75	0.01	0.03	22.45	0.75	11.16
Na ₂ O	н.о.	0.20	н.о.	н.о.	0.35	н.о.	н.о.	н.о.	0.17	н.о.	2.29
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.42
Сумма	100.65	99.43	100.36	99.02	98.95	99.05	99.94	100.45	100.5	100.05	99.31
f	20.32	15.40	64.12	9.53	8.90	9.03	38.43	9.14	9.30	8.77	8.36
n	6	12	5	15	1	8	8	8	3	8	2

Примечание. обр.КК-1 – пироксенит; КК-2, КК-3 – гарцбургиты; а, б и аналитики те же, что в табл. 1п

Таблица 11 п. Состав минералов из включений ультрамафитов в базальтах Харчинского вулкана

№ образца	8846/1		8846/7					
	Ol	Срх	Ol	Срх		Орх		Mt
Генерация	а	б	а	а	б	а	б	а
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39.84	53.31	40.44	51.42	54.16	57.39	57.45	0.13
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	0.01	н.о.	н.о.	0.01
Al ₂ O ₃	н.о.	0.56	0.01	5.03	1.45	0.49	0.63	63.44
Cr ₂ O ₃	0.09	0.014	0.03	0.19	0.33	0.04	0.24	11.59
FeO	10.81	2.05	10.08	3.56	2.40	6.84	4.30	11.14
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	4.81
MnO	0.30	0.11	0.15	0.40	0.06	0.23	0.09	0.16
MgO	48.94	17.23	48.45	16.49	18.60	39.77	34.51	19.09
CaO	0.03	24.48	0.02	22.53	21.30	0.15	1.16	0.06
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	0.09	0.02	0.01	0.01
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.95	97.88	99.18	99.36	98.40	98.93	98.39	100.44
f	11.03	6.27	10.59	11.09	6.93	10.51	6.66	24.93
n	5	4	4	1	4	3	4	2

№ образца	8846/7		8846/10					8846/6	
	Sp-Mt		Ol	Срх	Орх	Sp	Нб	Срх	
Генерация	I	II	а	а	а	а	б	а	б
№ п.п.	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	0.09	н.о.	40.77	53.63	57.59	0.37	46.88	50.72	48.48
TiO ₂	0.28	0.24	н.о.	0.07	н.о.	0.07	0.09	0.35	0.42
Al ₂ O ₃	13.24	3.18	н.о.	2.70	1.04	25.14	11.21	5.12	7.18
Cr ₂ O ₃	45.46	0.70	0.01	1.06	0.18	36.8	1.59	н.о.	н.о.
FeO	18.28	25.15	9.13	2.82	6.05	11.91	3.46	7.50	9.11
Fe ₂ O ₃	13.40	70.17	—	—	—	9.77	—	—	—
MnO	0.30	0.20	0.15	0.08	0.17	0.29	0.03	0.37	0.40
MgO	10.53	5.17	48.75	17.13	39.90	15.39	18.82	13.92	12.90
CaO	0.01	н.о.	0.02	21.3	0.31	0.11	11.25	22.16	21.29
Na ₂ O	н.о.	0.03	0.01	0.31	н.о.	0.09	2.28	0.06	0.13
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	0.03	0.65	н.о.	0.04
Сумма	101.59	104.84	98.84	99.11	99.24	99.97	96.26	100.2	99.95
f	49.83	73.34	9.65	8.69	9.32	31.56	9.44	23.22	28.32
n	8	1	3	4	6	4	3	6	8

№ образца	8846/6			8846/2				
	Орх	Pl	Нб	Ol	Срх		Орх	Нб
Генерация	б	б	б	б	а	б	б	б
№ п.п.	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	53.19	46.98	41.94	38.61	52.17	51.52	53.99	45.91
TiO ₂	0.21	0.18	0.78	н.о.	0.16	0.10	0.05	0.35
Al ₂ O ₃	3.6	16.35	15.13	н.о.	2.73	2.63	295	11.80
Cr ₂ O ₃	0.03	н.о.	н.о.	н.о.	0.12	0.10	0.07	0.17
FeO	16.43	8.34	11.26	22.73	4.48	6.75	13.75	7.84
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0.53	0.35	0.25	0.34	0.15	0.17	0.38	0.098
MgO	26.46	9.04	14.23	39.1	15.20	15.28	27.97	16.47
CaO	0.79	19.22	11.43	0.06	23.8	21.64	0.45	11.76
Na ₂ O	н.о.	0.34	2.46	0.01	0.01	0.03	н.о.	2.18
K ₂ O	н.о.	0.02	0.84	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	0.01
Сумма	101.24	100.82	98.32	100.85	98.85	98.22	99.61	96.58
f	25.83	49.87	30.74	24.87	14.61	20.28	22.09	21.25
n	3	3	6	2	7	2	5	3

Примечани. обр.8846/1, 8846/7 – гарцбургиты; обр.8846/10 – дунит; обр. 8846/6 – амфиболитизированный пироксенит; обр.8846/2 – кортландит: I – шпинель; II – магнетит; а, б и аналитики те же, что в табл. 1п

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКОГО И МЕТОДОЛОГИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА	6
1.1. Вопросы терминологии	6
1.2. Методические приемы и разработки	6
1.2.1. Методы исследования	6
1.2.2. Некоторые методические разработки	7
Глава 2. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ВКЛЮЧЕНИЙ И СОДЕРЖАЩИХ ИХ ВУЛКАНИТОВ НА АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЕ	15
2.1. Вулканизм и ксенолиты континентальной окраины востока Азии	15
2.2. Вулканизм и ксенолиты в островодужных системах азиатской окраины	17
Глава 3. КСЕНОЛИТЫ УЛЬТРАМАФИТОВ И ВМЕЩАЮЩИЕ ВУЛКАНИТЫ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЗОН ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ ТИХОГО ОКЕАНА К АЗИАТСКОМУ МАТЕРИКУ	23
3.1. Геодинамические обстановки области перехода океан–континент	23
3.1.1. Окраинно-континентальный рифтогенез	23
3.1.2. Режим рифтинга	24
3.1.3. Субдукционный режим	24
3.2. Тыловая зона внутриплитного вулканизма	25
3.2.1. Базит-гипербазитовые включения в позднекайнозойских базальтоидах Вьетнама	25
3.3. Промежуточная зона проявления базальтоидов с внутриплитными геохимическими признаками	47
3.3.1. Базит-гипербазитовые ксенолиты в базанитах района мыса Наварин (Чукотка)	47
3.3.2. Базит-гипербазитовые ксенолиты в базанитах бассейна р.Валоваям (Корякия)	57
3.3.3. Ультраосновные включения в щелочно-оливиновых базальтах района вулкана Бакенинг (юго-восточная Камчатка)	64
3.4. Фронтальная зона активного островодужного вулканизма	69
3.4.1. Включения ультрамафитов в породах толеитовой серии Авачинского вулкана	70

3.4.2. Ультраосновные включения в породах известково-щелочной серии Ключевского вулкана	76
3.4.3. Ультраосновные включения в дайке субщелочных базальтов Харчинского вулкана	78
3.4.4. Ультраосновные включения в известково-щелочных вулканитах острова Чиринкотан и окрестностей острова Броутона	80
Глава 4. КСЕНОЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ВУЛКАНИТЫ И ИХ МЕСТО СРЕДИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЕЙ	83
4.1. Петрохимические характеристики	83
4.1.1. Классификационные и дискриминантные возможности	83
4.1.2. Петрохимическая типизация базальтоидов, содержащих базит-гипербазитовые включения	84
4.1.3. Ксенолитсодержащие вулканиты как индикаторы особенностей структурного положения и геодинамики проявления вулканизма	87
4.2. Геохимические особенности вулканитов и дискриминантный анализ	90
4.2.1. Микрокомпоненты в вулканитах и их петрологическая информативность	90
4.2.2. Дискриминантные возможности микрокомпонентов и геохимические диаграммы	92
4.2.3. Анализ дискриминантных возможностей микрокомпонентов	116
4.2.4. Вулканические породы, содержащие ксенолиты, и возможности геохимической типизации вулканитов	119
4.3. Ксенолитсодержащие вулканиты и особенности изотопной геохимии (Sr,Nd,Pb) вулканических пород	121
4.3.1. Возможности геохимии изотопов для оценки областей магмогенерации	121
4.3.2. Вулканические породы, содержащие ксенолиты, и некоторые вопросы интерпретации изотопно-геохимических данных	122
4.4. Особенности минералогии вулканических пород, содержащих включения	133
4.4.1. Минералогические особенности вулканитов и возможности их разделения..	133
4.4.2. Используемая дискриминантная диаграмма и ее возможности	134
4.4.3. Особенности минерального состава вулканитов в ряду: базаниты покровов – щелочные оливиновые базальты конусов – оливиновые базальты, толеиты покровов	135
4.4.4. Особенности минерального состава ксенолитсодержащих базальтоидов внутриплитного геохимического типа	136
4.5. Некоторые вулканические породы аномального состава	138
4.5.1. Высокомагнезиальные вулканиты – родоначальные расплавы или кумулятивные серии?	139
Глава 5. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ВУЛКАНИТАХ	141
5.1. Некоторые вопросы систематики ксенолитов ультрамафитов	141
5.2. Преобразование включений как эволюционно обусловленный процесс	142
5.2.1. Группа лерцолитов–гарцбургитов	142
5.2.2. Группа “зеленых” пироксенитов	151
5.2.3. Группа “черных” пироксенитов	153
5.3. Включения в вулканитах из различных геотектонических зон переходной области между Тихим океаном и Азиатским материком	155
5.3.1. Тип вулканизма, структурное положение и особенности его проявления	155
5.3.2. Особенности проявления ксенолитов и мегакристов	161

Глава 6. ПЕТРОЛОГО-ГИНЕТИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНИТОВ	174
6.1. Ксенолит–вулканит – случайное сообщество	174
6.2. Ксенолит+вулканит – единая система	175
6.2.1. Вулканические серии и типы встречающихся в них ксенолитов	175
6.2.2. Межсериальные и внутрисериальные отличия вулканитов и типы включений в них	176
6.2.3. “Черные” пироксениты-лерцолиты в парных образцах	178
6.2.4. Составы минералов ксенолитов и особенности химизма ксенолитсодержащих вулканитов	180
6.3. Ксенолит+вулканит – саморегулирующаяся геологическая система	182
6.3.1. Сериальные переходы и варьирующие типы включений	182
6.3.2. Вторичные генерации минералов ксенолитов и состав стекол	185
6.4. Проблема генезиса включений ультрамафитов	186
6.4.1. Существующие представления	186
6.4.2. Некоторые соображения о генезисе ультраосновных включений в системе ксенолит–вулканит	186
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	190
ЛИТЕРАТУРА	192
ПРИЛОЖЕНИЕ Таблицы составов минералов из различных типов включений и регионов их проявления	207

Научное издание

КОЛОСКОВ
Александр Валерианович

**УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ВУЛКАНИТЫ
КАК САМОРЕГУЛИРУЮЩАЯСЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА**

«Научный мир»
119890. Москва, Знаменка, 11/11

ЛР № 030671 от 09.12.95 г.

Подписано к печати 25.05.1999 г.

Формат 60×88/8

Гарнитура Таймс Нью Роман

Печать офсетная. Усл. печ. л. 28.

Тираж 500 экз. Заказ № 947.

Отпечатано в Щербинской типографии