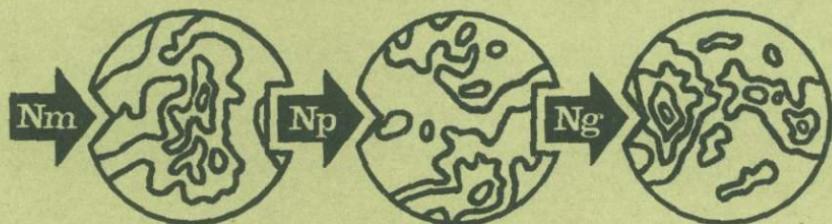


В.С.ПРИХОДЬКО, А.Ф.БЕХТОЛЬД,
Н.В.БЕРДНИКОВ

ГЛУБИННАЯ
ПЕТРОЛОГИЯ
АКТИВНЫХ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОКРАИН



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ

В.С.ПРИХОДЬКО, А.Ф.БЕХТОЛЬД
Н.В.БЕРДНИКОВ

ГЛУБИННАЯ
ПЕТРОЛОГИЯ
АКТИВНЫХ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОКРАИН

Ответственные редакторы
академик Ю.А. КОСЫГИН,
канд. геол.-минерал. наук В.А. ПОПЕКО

4408



МОСКВА

"НАУКА"

1985



УДК 550.42 + 551.21 + 552.11

Ультраосновные и основные
щелочные базальты Сихотэ-Алини
и их флюидные включения

Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Бердников Н.В. Глубинная петрология активных континентальных окраин, М.: Наука, 1985.

Монография посвящена результатам петрологического изучения ультраосновных ксенолитов и мегакристаллов минералов из разновозрастных щелочных базальтов, а также основных и ультраосновных вулканических пород Сихотэ-Алинской складчатой области. Геохимические и минералогические характеристики глубинных пород получены с помощью масс-спектрометрических и ядерно-физических методов исследований, термобарогеохимии расплавных и флюидных включений. Результаты изучения послужили основой для реконструкции глубинного разреза региона, оценки характеристик магмообразующих сред.

Ил. 45, табл. 35, фототабл. 8, библиогр. 244 назв.

Р е ц е н з е н т ы:

В.И. СУХОВ, В.М. БИРЮКОВ

П 1904020000-423 197-85-III
042 (02)-85

© Издательство "Наука", 1985 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Работа представляет обстоятельное исследование глубинной петрологии Сихотэ-Алиня, основанное на полевых наблюдениях и лабораторных анализах ксенолитов различных пород, меймечитов, коматиитов и базальтов на элементном и изотопном уровнях. Труд авторов имеет не только узкорегиональное значение, но и затрагивает важнейшие вопросы общей геологии. Особенно привлекают внимание научные результаты по флюидным системам, которые до сих пор недостаточно используются при разработке крупномасштабных геологических структур и процессов. Горные породы, которые мы обычно изучаем в петрографическом и минералогическом плане, образуют каркасные системы, соответствующие не менее важным для решения разносторонних геологических проблем флюидным системам, которые обладают более высокой динамичностью, изменением агрегатного состояния и т.д. Эти флюидные системы выделены в работе как самостоятельные и равноправные геологические объекты и, по данным изучения флюидного режима, установлены глобальные неоднородности континентальных и океанических базальтов.

Основываясь на обнаруженных особенностях кристаллизации вещества в условиях различных температур и давлений, авторы подошли к центральной позиции своих исследований — выяснению вертикальной предполагаемой последовательности различных горных пород на глубинах, соответствующих земной коре и верхам мантии.

Несомненно, что совокупное рассмотрение глубинного разреза континента, построенного по петрологическим исследованиям авторов, и тех разрезов, которые ориентированно рисуют для океана по данным драгирования, а также непосредственное изучение океанического дна с глубоководных исследовательских аппаратов могут дать более приближающиеся к истине геологические результаты.

Изложенные в работе результаты, помимо научного значения, могут иметь определенную положительную роль и в исследовании минеральных ресурсов, скрытых пока в глубоких недрах Земли и в океанических глубинах.

Можно надеяться, что книга заинтересует широкий круг геологов.

Ю.А. Косыгин

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время достигнуты определенные успехи в изучении геологии Тихоокеанской активной континентальной окраины, представляющей собой особый элемент структуры верхней оболочки Земли. Менее разработаны вопросы состава и строения глубинных зон этого региона, с которыми связаны эндогенные процессы и формирование верхних оболочек. Решение проблем глубинной петрологии областей с активным характером сочленения континентальных и океанических структур необходимо при конструировании глобальных геотектонических концепций, прогнозировании месторождений полезных ископаемых и т.п.

Имеющийся опыт изучения глубоких недр Земли показывает, что наряду с геофизическими методами и экспериментальным моделированием природных систем можно непосредственно изучать вещественный состав и структуру этих оболочек путем исследования глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтоидов, а также основных и ультраосновных вулканических пород, вмещающих обломки глубинного вещества. Ксенолиты различных типов пород, являясь продуктами более древних магматических и метаморфических процессов, чем время вулканической деятельности, в результате которой они были вынесены на дневную поверхность, позволяют реконструировать разрезы нижних частей литосферы. Излившиеся магматические породы, будучи продуктами различных степеней плавления глубинного субстрата, характеризуют особенности области магмообразования (состав исходного вещества, режим летучих и т.п.), присущие тому или иному этапу магматизма. По сути дела, это два взаимодополняющих объекта для изучения недр Земли. Таким образом, петрологические исследования, обобщающие данные петрографии, минералогии, геохимии по различным типам глубинных пород, позволяют познать эндогенные процессы, формирующие активные континентальные окраины.

Петрологическое изучение ультраосновных ксенолитов, мегакристаллов минералов и вулканических пород Сихотэ-Алинской складчатой области, составного элемента активной окраины Азиатского континента, послужило основой для реконструкции глубинного разреза этого региона, оценки характеристик магмообразующих субстратов, условий зарождения и эволюции основных и ультраосновных магматических расплавов, сформированных на разных геотектонических этапах развития рассматриваемой территории.

В основу работы положены результаты многолетних исследований на

территории Хабаровского и Приморского краев. Химико-аналитический материал включает химические анализы пород и минералов, данные по геохимии редкоземельных элементов, изотопов стронция, распределения по позициям разновалентных ионов железа, результаты термобарогеохимических исследований.

Проанализировав систематическое комплексное исследование глубинных образований Сихотэ-Алинской складчатой области, можно сделать следующие основные выводы.

1. Кайнозойская история развития континентального обрамления Тихого океана характеризуется широким развитием наземного щелочно-базальтоидного вулканализма, в продуктах которого постоянно встречаются ксенолиты ультраосновных и основных пород и мегакристаллы минералов. Обломки сходных ультраосновных пород обнаружены в верхнеюрских-нижнемеловых геосинклинальных базальтоидах Сихотэ-Алинской области.

2. Установлено петрографическое разнообразие ксенолитов, среди которых преобладают шпинельсодержащие ультраосновные парагенезисы. Выявлены различия в химических составах минералов ксенолитов из молодых и древних вулканических пород, на основании которых предполагается определенная вертикальная зональность ультраосновного вещества литосферы.

Комплекс минералогических признаков в сопоставлении с расчетными и экспериментальными данными позволил оценить параметры образования шпинельсодержащих ультраосновных парагенезисов. Давление при образовании этих пород составляло 16–20 кбар, а температура была 950–1100°C.

3. Глубинные ксенолиты шпинель-пироксеновой фации в разных регионах тихоокеанской континентальной окраины (юг советского Дальнего Востока, Австралия, Япония) и во внутренних областях (Монголия) представлены породами с различающимися характеристиками химических составов минералов. Анализ этого материала позволяет высказать предположение, что обломки ультраосновных пород, вынесенные на дневную поверхность в результате вулканической деятельности, характеризуют разные уровни глубинного вещества литосферы, а их состав зависит от динамики и длительности основного–ультраосновного мантийного магматизма.

4. Проведено комплексное изучение минералов мегакристовой ассоциации. Эти фазы кристаллизовались из расплавов (термометрия первичных расплавных включений) при $T \sim 1400^\circ\text{C}$ и давлениях в интервале 10–12 кбар (криометрия первичных флюидных включений). На основании изучения флюидных включений в минералах ксенолитов оценена глубина их захвата базальтоидными расплавами, равная 35–40 км, что совпадает с глубинами формирования мегакристовой ассоциации.

5. Систематическое изучение редкоземельных элементов в минералах ультраосновных ксенолитов, принадлежащих фации шпинелевых перидотитов, показало их закономерное распределение, зависящее в основном от кристаллохимических факторов. Отношения изотопов стронция в древних и молодых базальтоидах различаются, что указывает на геохимические неоднородности глубинного вещества.

6. Петрологическое изучение ультраосновных ксенолитов, минералов мегакристовой ассоциации и вулканических пород Сихотэ-Алинской складчатой области послужило основой для реконструкции глубинного разреза этого региона.

Работа выполнена в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. Разделы работы, в которых используются данные гамма-резонансной спектроскопии, написаны при участии канд. хим. наук Н.Е. Аблесимова. Авторы выражают признательность за помощь в работе Ю.А. Михалеву, А.И. Квасову, В.Е. Зазулиной, Е.Ф. Силкиной, Л.Е. Волошенко, Е.Ф. Степиной.

ГЛАВА I

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе приведены результаты комплексного изучения глубинных пород как традиционными (петрографический, химический анализы), так и современными (рентгеноспектральный, активационный анализы, ядерный гамма-реденинс (ЯГР), масс-спектроскопия, термобарогеохимия) методами. Это позволило установить распределение и поведение химических элементов, характер и типы вещественных преобразований глубинных пород и условия их образования. В настоящей главе рассматриваются особенности применявшихся методов.

РЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНЫЙ МИКРОАНАЛИЗ

Препараты из глубинных пород изготавливались по методике, описанной в работе Н.В. Соболева [115], а из вулканических пород делались обычные полированные пластинки, используемые и для изучения в проходящих лучах. Химические анализы минералов получены на микроанализаторах "Самеса" (ИГиГ СО АН СССР), "JX-5A" (ДВГИ ДВНЦ АН СССР и ИГЯФ СО АН СССР).

МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Предварительные измерения содержаний Rb и Sr производились с помощью гамма-флюоресцентного анализа, а определение изотопного состава стронция — на масс-спектрометре МИ-1201 в лаборатории магматической тектоники ДВНЦ АН СССР. Регистрация ионных токов осуществлялась с помощью приставки регистрации ПРМ-1. Для контроля в период измерений проводились анализы этанола "Карбонат-70".

НЕЙТРОННО-АКТИВАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Определение концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) — La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu — осуществлялось методом инструментального нейтронно-активационного анализа [21].

Навески исследуемых проб, растертые в агатовой ступке до зернистости 150–200 меш. массой 150–250 мг для мономинеральных фракций и 0,2–5 г для пород, запаковываются в полиэтиленовые пакетики, которые помещаются в стандартный пенал, по высоте пенала размещаются и стандартные эталоны.

Образцы облучались в реакторе типа ВВРМ Ленинградского института

ядерной физики в потоке нейтронов $n \times 10^{12}$ нейтр./см² · с; достигаемый интегральный поток 10^{14} – 10^{19} нейтр./см² · с. В качестве монитора пучка нейтронов использовалось золото чистотой 99,99% и массой $4,9 \cdot 10^{-3}$ г.

Период "остывания" (времени выдержки после облучения) составлял 5–20 дней. Гамма-спектры были сняты с помощью коаксиального полупроводникового Ge (Li)-детектора с чувствительным объемом 40 см³ и разрешением 3–4 кэВ по линии ^{137}Cs (622 кэВ). Спектры записывались на многоканальные (1024–4096 каналов) анализаторы на базе ЭВМ М-222, 4030, М-400.

Условия анализа выбирались таким образом, чтобы с наибольшей чувствительностью определить содержание элементов, образующих радиоактивные изотопы с периодом полураспада от нескольких часов до нескольких дней. Количественное определение элементов осуществлялось абсолютным и относительным методами. Полученные концентрации РЗЭ были нормализованы по Се-хондриту [159, 189] с использованием диаграммы соотношений концентраций РЗЭ в минералах и породах. По оси абсцисс (линейный масштаб) откладывался ионный радиус элементов – химический параметр, значительно влияющий на фракционирование РЗЭ, по оси ординат (логарифмический масштаб) – значение отношений содержания La–Lu в исследуемых образцах и концентрации La–Lu в хондриях. Таким образом выявлялось наглядное соотношение между легкими и тяжелыми лантаноидами в исследуемых образцах и одновременно степень обогащения РЗЭ образцов по сравнению с хондритами, считающимися аналогами вещества земной мантии. Кроме того, метод позволяет обрабатывать и сопоставлять данные неполного анализа без потери информативности [129], что существенно в нашем случае при ограниченном наборе выявленных редкоземельных элементов (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu).

МЕССБАУЭРОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ

Применение мессбауэровской спектроскопии основывается на получении спектров ядерного гамма-резонанса (ЯГР).

Условием ЯГР является равенство энергий гамма-квантов, испускаемых источником и поглощаемых поглотителем. При излучении гамма-кванта с энергией 14,4 кэВ изолированное ядро ^{57}Fe должно испытывать отдачу с энергией $1,9 \cdot 10^{-3}$ кэВ. Такая же энергия должна сообщаться поглощаемому ядру. Таким образом, энергия гамма-кванта, прошедшего через поглотитель, не равна разности возбужденного и основного уровней поглощающего ядра, а меньше ее на удвоенную энергию отдачи $3,8 \cdot 10^{-3}$ эВ. Ширина же резонансной линии равна $4,66 \cdot 10^{-9}$ эВ, что на шесть порядков меньше двойной энергии отдачи. Таким образом, линии испускания и поглощения не перекрываются, условие резонанса (равенство энергий испускаемых и поглощаемых гамма-квантов) для изолированных ядер не выполняется. По этой причине эффект Мессбауэра в газах и жидкостях не наблюдается и объектом исследования может быть только твердое тело. Из 45 мессбауэровских элементов в природе широко распространено только железо, поэтому мессбауэровская спектроскопия является моноэлементным методом, применяемым в геохимии для решения следующих задач:

- 1) определения степени окисления минералов и пород и степени их изменения в целом по соотношению $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$;
- 2) изучения фазового состава мелкодисперсных пород и пород, содержащих значительные количества микролитов и стекла;
- 3) изучения кинетики охлаждения пород, содержащих оливины или ортопироксены, по распределению ионов Fe^{2+} между различными неэквивалентными положениями в кристаллической решетке минералов;
- 4) определения степени обращенности этих шпинелевых структур по особенностям распределения ионов железа по подрешеткам А и В в них.

Мёссбауэрские спектры были получены на стандартном отечественном спектрометре ЯГРС-4М с многоканальными анализаторами импульсов SA-40B и АИ-4096 в режиме постоянных ускорений. Источником резонансных гамма-квантов служил ^{57}Co в матрицах родия, палладия или хрома активностью $0,74 \div 1,48 \cdot 10^9$ распад/с, или 20–40 мКи. Экспериментальная ширина линии поглощения с нитропруссидом натрия составляла 0,28 мм/с. Калибровка спектрометра осуществлялась по комплекту стандартных образцов железосодержащих гамма-резонансных поглотителей № 9 по Государственному реестру измерительных приборов СССР (Госстандарт СССР, ВНИИФТРИ). Изомерные сдвиги приводятся относительно нитропруссида натрия. Спектры получены при комнатной температуре. Плотность образцов по природному железу составляла $5 \div 10 \text{ мг}/\text{см}^2$, что в пересчете на изотоп ^{57}Fe равно $0,11 \div 0,22 \text{ мг}/\text{см}^2$. Для уменьшения "эффекта косинуса" источник размещался на расстоянии не меньше 20 см от детектора при радиусе последнего 1 см.

Образцы горных пород и минералов растирались в течение 1–2 мин в агатовой ступке до состояния пудры.

Часть спектров ЯГР снималась в интервале температур $25 \div 700^\circ\text{C}$ с применением высокотемпературного качающегося нагревательного устройства с хромель-копелевой термопарой, внутри которого между нагревательными элементами помещалась таблетка исследуемого образца, спрессованного с окисью магния. Точность поддержания температуры достигалась применением блока стабилизации температуры поглотителя и составляла $\pm 10^\circ\text{C}$.

Математическая обработка мёссбауэрских спектров осуществлялась на ЭВМ серии ЕС по методу наименьших квадратов в предположении лоренцовой формы спектральных линий. Ошибки в определении мёссбауэрских параметров составили: изомерного сдвига $\pm 0,03 \text{ мм}/\text{с}$, квадрупольного расщепления $\pm 3 \text{ кэВ}$, ширины линии $\pm 5\%$.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ

Эволюция поднимающегося к поверхности магматического расплава связана с эволюцией равновесной с ним флюидной системы. Слагающие ее летучие компоненты при изменении $P-T$ параметров в процессе подъема отделяются от расплава с образованием новой (флюидной) фазы. Последовательность дегазации флюидных компонентов определяется их растворимостью в расплаве. Для исследования флюидного режима магматического процесса используется ряд методов, возможности которых неодинаковы.

Анализ газов, отобранных в момент извержения вулканов, из фумарол и гейзеров, является аналитически наиболее точным. Большие объемы проб и высокая чувствительность применяемой аппаратуры (газовая хроматография, масс-спектрометрия) позволяют количественно диагностировать большое число компонентов. Однако информативность такого рода анализов невелика, поскольку отделение вулканических газов от расплава в приповерхностных условиях происходит бурно в связи с быстрым сбросом нагрузки при излиянии. Эти газы являются конечными членами эволюции флюидной системы и сложены компонентами, характеризующимися наибольшей растворимостью в расплаве данного состава. Кроме того, состав вулканических газов существенно изменяется за счет добавления к ним компонентов гидротерм, циркулирующих во вмещающих вулканический аппарат породах. Таким образом, вулканические газы, являясь продуктом суммарного действия различных геологических процессов, не отражают эволюцию магматического флюида. По-видимому, по составу вулканических газов можно лишь качественно судить о флюидной специализации магмы в близповерхностных условиях.

Валовой анализ газов, извлеченных из минералов и пород при истирании и нагревании, ближе соответствует составу равновесного с ними флюида, хотя результаты этих исследований носят также интегральный характер. Компонентный состав таких газов суммирует флюид, законсервированный во включениях в минералах и содержащийся в межзерновых пространствах. Частично сюда же входят флюидные компоненты, заключенные в минералах на уровне вакансий, дислокаций и связанные стехиометрически с составом минералов.

Нами применен индивидуальный анализ флюида, законсервированного во включениях наиболее ранних кристаллических фаз — мегакристаллов и минералов ультраосновных ксенолитов, методами криометрии и термометрии. Для доказательства правомерности выбранных методов обсудим вопросы информативности и сохранности флюидных включений, а также флюидоконцентрирующие особенности исследуемых объектов.

Первичные и первично-вторичные (мнимовторичные) включения в минералах несут информацию о флюидной фазе, равновесной с минералом во время образования включения. Они образуются путем захвата растущей гранью частицы выделившегося из расплава флюида или его замыкания в залеченных трещинах. Вторичные же включения несут информацию о процессах, происходящих после завершения роста минерала.

Генетическая принадлежность включений определялась по морфологическим признакам и особенностям их фазового наполнения. Группы хорошо ограниченных объемных включений, имеющие связь с кристаллографическими элементами минерала, считались первичными. Включения, локализованные в замкнутых микротрещинах, относились к ранним (первично-вторичным), а включения в замеченных, но открытых трещинах — к поздним (вторичным). Последовательность образования разных генераций включений определялась по взаимному пересечению их сообществ с учетом аномализации включений.

Сохранность (и соответственно информативность) флюидных включений, неоднократно обсуждавшаяся в литературе [8, 14, 47, 48, 66], связана с тремя факторами: возможностью диффузии флюидных компонентов

из включений, соответствием состава включения в момент анализа его составу в момент формирования и степенью развития процессов аномализации. Исследованиями ряда авторов [125] показано, что диффузия обычных флюидных компонентов (H_2O , CO_2 , N_2 , CH_4) в силикатах при $T-P$ параметрах, характерных для верхних оболочек Земли, с точки зрения геологических и минералогических процессов несущественна. Специальными исследованиями установлено [47], что диффузия воды и водорода из включений даже при высоких ($800-1400^\circ C$) температурах не влияет на состояние флюида во включениях, во всяком случае в пределах точности используемых термобарогеохимических методов.

В процессе снижения P и T при подъеме магмы к поверхности во включениях могут протекать регрессивные химические реакции между компонентами наполняющего их флюида. Поэтому, изучая содержимое включений, мы получаем информацию о составе и состоянии продуктов таких реакций, а не о первоначальном магматическом флюиде. Состав его можно выяснить, анализируя содержимое включений при T и P , близких к T и P их образования, или рассчитать, имея информацию о составе включений и задавшись модельной ситуацией соответствующих прогрессивных реакций [97]. Для однокомпонентных (H_2O , CO_2 , N_2 и др.) флюидных систем эта задача сводится к вычислению термодинамических параметров соответствующих газов при высоких T и P .

Процессы аномализации (разгерметизации и перенаполнения) флюидных включений широко развиты в магматических минералах. Благодаря работам [50, 51, 66] аномальные включения достаточно однозначно диагностируются при детальных микроскопических наблюдениях; они дают ценный материал для понимания процессов эволюции флюидных систем во времени.

В качестве объектов термобарогеохимических исследований глубинных пород нами были выбраны содержащиеся в щелочных базальтоидах ксенолиты шпинелевых лерцолитов и мегакристаллы клинопироксена, шпинели, плагиоклаза и амфиболя. Ультраосновные ксенолиты представляют собой реликты субстрата, в котором формировались промежуточные очаги базальтовой магмы. Поэтому первичные включения в их минералах должны нести информацию о $T-P$ параметрах формирования глубинных горизонтов земной коры, а первично-вторичные и вторичные — о последовательных этапах дегазации базальтовой магмы. Мегакристаллы клинопироксена, шпинели, плагиоклаза и керскутита являются наиболее ранними (и соответственно глубинными) кристаллическими фазами в базальтовой магме. Рост этих минералов возможен в широком диапазоне температур и давлений, поэтому в них можно ожидать обнаружение генераций включений, сформировавшихся в условиях зарождения, подъема и полной кристаллизации магмы. Таким образом, указанные минералы и ксенолиты лерцолитов являются благоприятными "консерватами" микропорций флюида на всем протяжении магматического процесса.

При термобарогеохимических исследованиях метаморфических и магматических пород средних уровней глубинности в качестве объекта исследования обычно используется кварц. Он наиболее удобен из-за своей прозрачности и отсутствия спайности и, как правило, содержит большое количество включений разных генераций. Кварц устойчив в широком диапазоне

температур и давлений, т.е. при прогрессивной и регрессивной смене минеральных ассоциаций имеет "сквозной" характер. Важной особенностью кварца является также его слабая реакционноспособность и хорошая сохранность, что обуславливает длительность захвата микропорций флюида во включения практически на всем протяжении метаморфического и магматического процессов. Тщательно изучая различные генерации включений в кварце, их морфологию и взаимоотношения, можно получать информацию о различных этапах метаморфизма и становления интрузий. Валовой анализ газовой фазы, извлеченной путем дробления или истирания из включений разных генераций кварца, имеет суммарную информативность.

Важное значение имеет также изучение включений в породообразующих минералах, устойчивых в определенных интервалах T и P , таких, как пироксен, гранат, модификации Al_2SiO_5 , кордиерит, сапфирин и др. Данные, полученные при изучении в них флюидных включений, можно сопоставлять с данными парагенетического анализа. Важно также исследовать включения в акцессорных минералах, отражающие условия образования пород, подвергшихся метаморфизму или переплавлению.

Для термометрических исследований использовалась микротермокамера конструкции Ю.А. Долгова и Л.Ш. Базарова [46], обеспечивающая нагрев образца до 1200°C с хорошей стабильностью температурного поля. В качестве нагревательного элемента в ней применена фигурная алюндовая трубка с винтовой нарезкой для укладки платиновой проволоки. В трубке сделана выемка, куда помещается круглая пластинка из искусственного сапфира, благодаря которому обеспечивается хорошая освещенность объекта и длительность работы на всех режимах. Термопара вводится в специальный вырез в сапфировой пластинке и фиксируется высокотемпературной замазкой. Термокамера устанавливается на микроскоп "Меопта" производства ЧССР, дающий хорошее разрешение при увеличениях до 600–800. Объектив микроскопа снабжен рубашкой водяного охлаждения. Осветитель собран из осветительного элемента микроскопа NU-2 фирмы "Карл Цейс, Йена", конденсора, зеркала и собирающей линзы, укрепленной на самом микроскопе. Питание термокамеры осуществлялось с помощью понижающего трансформатора и ЛАТРА. В качестве регистрирующего прибора применялся потенциометр ЭПВ2-06 (класс 0,5). Термокамера градуировалась по следующему набору температурных эталонов:

$T, {}^{\circ}\text{C}$

Комнатная температура	
Нафталин	80
Мочевина	132,7
NaNO_3	308
$\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$	398
NaCl	800

В качестве температурных реперов бралась температура равновесия расплав–твердая фаза, а у NaCl – температура плавления. Замеры гомогенизации включений в минералах высокотемпературной мегакристовой ассоциации и ксенолитов из щелочных базальтов проводились на термокамере с силитовым нагревателем [77] в лаборатории минералообразующих растворов ИГиГ СО АН СССР.

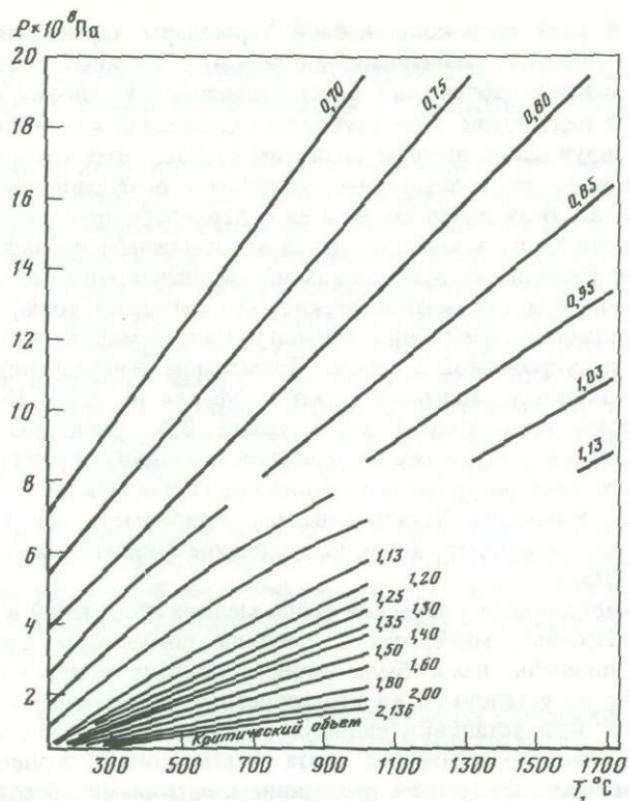


Рис. 1. Диаграмма $P-T-V$ CO_2 (объяснение см. в тексте)

Для криометрических исследований использовались криокамера конструкции Л.Ш. Базарова [7] для прямого микроскопа "Ergaval", модернизированная нами криокамера конструкции В.А. Симонова (ИГиГ, Новосибирск) для инвертированного микроскопа "Neophot" и новая микрокриокамера нашей конструкции для микроскопа NU-2.

Криокамера конструкции Л.Ш. Базарова устанавливалась на подвижном предметном столике микроскопа "Ergaval" фирмы "Карл Цейс, Йена". Благодаря перемещению столика с помощью рукояток можно наблюдать за различными сегментами образца в процессе эксперимента. Оборудование подвижного столика фиксатором создает неподвижность криокамеры при замораживании. В качестве регистрирующего прибора использовался гальванометр от микроскопа NU-2. Градуировка производилась по следующим эталонам:

$$T_{\text{пп}}, ^\circ\text{C}$$

Комнатная температура	
Бидистиллят H_2O	0
Ртуть	-38
Включение жидкой CO_2	-56,6
Ацетон	-93,2
Метилцикlopентан	-142,4
Жидкий азот (температура кипения)	-196

Свободный спай медь-константовой термопары терmostатировался в тающем льде. Высокое разрешение микроскопа "Ergaval" позволило произвести ряд ценных наблюдений, однако описанная установка обнаружила существенный недостаток. При глубоком охлаждении капли влаги из воздуха конденсируются на нижнем защитном стекле, через которое производится освещение, что существенно уменьшает освещенность препарата. Замерзшая влага осаждается также и на поверхности препарата, значительно снижая видимость, а зачастую делая невозможным наблюдение включений. После нескольких замораживаний сконденсированная влага начинает проникать под предметное стекло, что вызывает толчки препарата при замораживании, изменение конфигурации температурного поля и изменение градиуровочной кривой. Применение изолирующих манжет, силикагеля, двойных защитных стекол эффекта не дало. Поэтому мы воспользовались криокамерой конструкции В.А. Симонова, приспособив ее для работы в условиях повышенной влажности. Граудировка этой криокамеры и температурные измерения производились аналогично криокамере Л.Ш. Базарова. Устанавливалась криокамера на микроскопе "Neophot", что позволило вести исследование включений при увеличениях до 800–1000.

Для криометрического изучения особо мелких включений в темноцветных малопрозрачных минералах с высоким показателем преломления, таких, как шпинель, нами была сконструирована новая миниатюрная криокамера с ее установкой на высокоразрешающем микроскопе NU-2. Достоинством этой установки является хорошая освещенность препарата с помощью мощного источника света и высококачественного кондensora с переменным фокусным расстоянием, которыми оборудован микроскоп NU-2, а также крайне незначительный объем воздуха между объективом и образцом, что обеспечивает минимальную конденсацию влаги на препарате. Микрокриокамера показала устойчивую работу в диапазоне температур от +25 до -196°C ; градиуровка ее проводилась с использованием указанных выше эталонов.

Для расчетов состояния чистой углекислоты во включениях использовались данные Н.Б. Варгафтича [22] и диаграмма P – T (рис. 1), построенная по данным К.И. Шмоловича и В.М. Шмонова [132] и К.И. Шмоловича с соавт. [131]. Параметры состояния чистого метана оценивались по таблицам Ю.П. Мельника [93].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ ГЛУБИННЫХ ПОРОД

Кристаллические ультраосновные и основные включения встречаются практически во всех районах проявления кайнозойского вулканизма на континентальной окраине Северо-Восточной Азии: во внутренних и краевых вулканических поясах, вулканических островных дугах. Наиболее глубинные из известных магматических пород этого региона — ультраосновные вулканические образования (коматиты, меймечиты и их производные) — известны в мезо-кайнозойских геосинклиналях [98, 99].

Наиболее интересны находки кристаллических включений в пространственно совмещенных разновозрастных и различных по тектонической природе породах вулканических комплексов. Они открывают возможности изучения соотношений между тектоническими районами на больших глубинах.

Такие районы известны и хорошо изучены в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области. Здесь выделяются мощные вулканогенно-кремнистые толщи Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали, вулканические и вулканогенно-терригенные комплексы различных по возрасту и позиции вулканических поясов и зон.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Сихотэ-Алинская складчатая область является одним из элементов активной континентальной окраины на северо-востоке Тихого океана. Наряду с Корякской, Монголо-Охотской, Восточно-Сахалинской и Южно-Азиатской складчатыми областями она относится к мезозойским эвгеосинклинальным системам типа А, которые в настоящее время разобщены водами окраинных морей, покровами вулканитов и молодыми депрессиями [119]. Согласно геолого-геофизическим данным, эти системы, сливаясь друг с другом, образуют единый приокеанический пояс шириной до нескольких сот километров.

Сихотэ-Алинская область с континентальной стороны граничит с Ханкайским и Буреинским срединными массивами, а с приокеанической — с Охотоморским и Япономорским массивами. От Ханкайского массива она отделена Даубихинским и Алчанским разломами, от Буреинского — Куро-Бичинской системой разломов, а от Япономорского массива — Восточно-Сихотэ-Алинским разломом (рис. 2) [108].

Фундаментом Ханкайского и Буреинского массивов являются докембрийские кристаллические образования, среди которых установлены гранулитовые комплексы, сходные с подобными образованиями фундаментов древних платформ. Наиболее глубокая часть разреза Ханкайского массива представлена мраморами, биотитовыми и амфиболовыми сланцами и гнейсами, содержащими прослои гиперстеновых плагиогнейсов, пироксен-гранатовых сланцев, кварцитов и амфиболитов [82, 95]. Среди этих образований установлены основные породы и гранитоиды. На Буреинском массиве метаморфические комплексы фундамента представ-

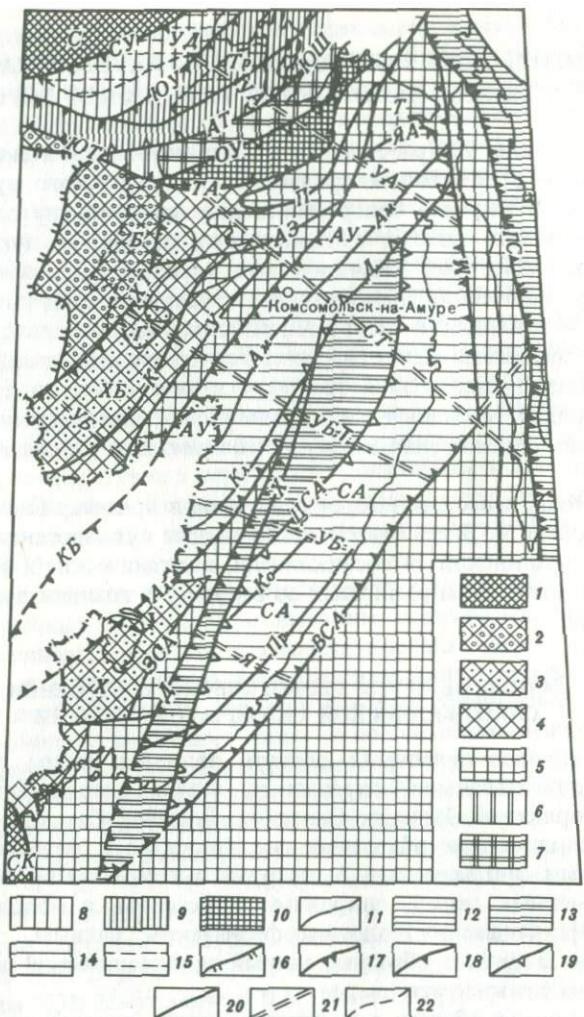


Рис. 2. Схема тектонического районирования по [108]

1 – кристаллический фундамент Сибирской (*С*) и Сино-Корейской (*СК*) древних платформ; 2–5 – байкалиды; 2 – складчатое основание Хингано-Буреинского (*ХБ*) и Ханкайского (*Х*) массивов, 4 – переработанные палеозойскими движениями, 5 – то же, мезозойскими движениями – восточная часть Хингано-Буреинского массива, окраины массива, Тахтинский (*Т*) и Япономорский массивы; 6–10 – герциниды Амуро-Охотской геосинклинальной складчатой системы: 6 – предполагаемый Нимелено-Тохареуский антиклиниорий, 7 – то же, перекрытый мезозойскими отложениями Ульбанского прогиба, 8 – миогеосинклинальные образования Шевли-Аянского синклиниория, 9 – звегеосинклинальные образования Удско-Шантарского синклиниория, 10 – то же, перекрытые мезозойскими отложениями; 11 – границы между древними складчатыми основаниями и переработанными, более молодыми; 12 – позднемезозойская первичная Восточно-Сахалинская геосинклинальная складчатая система; 13, 14 – позднемезозойская вторичная звегеосинклинальная Сихотэ-Алинская складчатая система: 13 – антиклиниорий, 14 – синклиниорий (*АУ* – Амуро-Уссурийский, *СА* – Сихотэ-Алинский); 15 – мезозойские внегеосинклинальные прогибы (*УД* – Удзский, *Тр* – Торомский, *Б* – Буреинский, *Г* – Гуджикский); 16–19 – границы: 16 – платформенного чехла Амуро-Зейской плиты в позднем мезозое-кайнозое, 17 – внешней и внутренней

лены биотитовыми, биотит-амфиболовыми и двуслюдяными гнейсами, кристаллическими сланцами с мраморами, кальцифирами и кварцитами [30].

В составе чехла массивов распространены рифейско-фанерозойские осадочные комплексы, представленные карбонатными и глинистыми породами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками [119]. Отложения чехла существенно отличаются от синхронных образований геосинклинальной системы.

Салит-базитовые эфузивные и салитовые интрузивные формации являются характерными образованиями срединных массивов. В вертикальной последовательности магматических пород четко проявлены тенденция к смене базитовых известково-щелочных формаций салитовыми известково-щелочными, субщелочными и щелочными. Первые из них отвечают ранним стадиям развития массивов. Зрелые стадии характеризуются исключительно субщелочным и щелочным магматизмом.

Крупный блок метаморфических пород, расположенный в среднем течении р. Анюй (Анюйский выступ), имеет форму овала, вытянутого согласно простиранию вмещающих мезозойских толщ. В основании куполовидного ядра блока залегает толща биотит-полевошпатово-кварцевых сланцев мощностью около 1400 м, перекрытая толщей двуслюдяных сланцев мощностью 500 м. В составе обеих толщ присутствуют также маломощные пачки и линзы гранат-биотит-кордиеритовых, гранат-ставролитовых, андалузитовых, андалузит-ставролитовых и андалузит-кордиеритовых сланцев, амфиболитов и кварцитов. На восточной окраине ядра купола породы испытали наиболее сильный метаморфизм (парагенезис мусковит + биотит + силлиманит + плагиоклаз + кварц + магнетит) и слабую мигматизацию [67, 91], что указывает на их принадлежность к андалузит-силлиманитовым комплексам регионального метаморфизма. Давление при их образовании не превышало 2,5–3,0 кбар [67].

По периферии выступа породы ядра перекрыты образованиями главного геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня, неравномерно метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации.

Генезис и тектоническая принадлежность метаморфических комплексов Анюйского выступа дискуссионны; возможно, они являются выступом домезозойского, скорее всего докембрийского, структурного этажа. Процессы мезозойской тектономагматической активизации привели к ремобилизации пород фундамента и прогрессивному низкотемпературному метаморфизму геосинклинальных отложений Сихотэ-Алиня. Большую

зон Тихоокеанского пояса, 18 – древних платформ и геосинклинальных складчатых систем, 19 – крупных структур; 20 – глубинные разломы (ГС – Главный Сахалинский, СУ – Северо-Удский, ЮУ – Южно-Удский, ЮТ – Южно-Тукуриングский, ТА – Тукуринга-Амгунский, ХТ – Хингано-Тастахский, КБ – Куро-Бичинская система разломов, ЯА – Ярки-Акшинский, Ал – Альчанский, Д – Даубихинский, ВСА – Восточно-Сихотэ-Алинский, М – Монеронский, АТ – Асыни-Тугурский, ОУ – Омоло-Усалгинский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЮШ – Южно-Шантарский, АЭ – Амгуно-Эвурский, У – Уликинский, П – Пауканский, Ам – Амурский, Кл – Култухинский, ЗСА – Западно-Сихотэ-Алинский, Х – Хорский, Ко – Колумбинский, Пр – Прибрежный); 21 – поперечные тектонические зоны (УА – Удско-Амурская, СТ – Селемджинско-Тумнинская, УБТ – Урмийско-Багинская, УБ – Улунга-Бикинская, Я – Якутинская); 22 – границы древних складчатых сформаций и наложенных прогибов

роль в этих процессах сыграло внедрение высокоглиноземистых гранитов в породы выступа.

Главными структурными элементами Сихотэ-Алинской складчатой области являются три зоны: Амуро-Уссурийский и Восточно-Сихотэ-Алинский синклиниории и Центрально-Сихотэ-Алинский глубинный разлом (см. рис. 2). Палеозойский геосинклинальный комплекс представлен кремнисто-глинистыми вулканогенными породами каменноугольного и пермского возраста, которые вблизи Ханкайского и Буреинского массивов включают пачки граувакк [119]. Они подстилаются граувакко-глинистыми толщами девона и силура [94]. В основании разреза известны [123] как силурийские вулканогенно-кремнистые формации (юг Приморья), так и грубообломочные, свойственные грабеновой стадии развития земной коры (Приамурье).

Нижне-среднетриасовые отложения известны только на самом юге Сихотэ-Алиня, поэтому предполагается, что в это время на большей площади региона имела место складчатость и перерыв в осадконакоплении [119]. Мезозойский разрез представлен позднетриасовыми—юрскими вулканогенно-кремнистыми толщами, сменяющимися выше по разрезу преимущественно терригенными флишоидными отложениями верхней юры и мела. Толщи основных эфузивов располагаются на нескольких стратиграфических уровнях. В нижней половине разреза это преимущественно базальты, которые по петрохимическим особенностям сходны с толеитовыми и щелочными оливиновыми базальтами современных океанов [119]. В разрезе эвгеосинклиналии устанавливается неоднократная смена толеитовых разностей базальтоидов щелочными.

В основании разреза Восточно-Сихотэ-Алинского синклиниория лежит триасово-юрская вулканогенно-кремнистая толща (джаурская свита). По данным М.В. Мартынюка [90], мощность ее достигает 1800 м. Нижняя часть толщи сложена в основном вулканическими породами; для нее характерна фациальная изменчивость, что, по-видимому, связано с многоочаговым характером извержения. В строении подводных вулканических аппаратов, имеющих в поперечнике до нескольких километров, участвуют покровы шаровых и подушечных лав, лавобрекции, гиалокластиты и туфы базальтового состава; здесь же широко развиты силлы, дайки и штоки диабазов, авгититов, мончикитов, камптонитов. С ними часто ассоциируют в таких же структурных формах меймечиты. С удалением от вулканических центров существенно вулканогенные породы в разрезе сменяются кремнистыми и кремнисто-глинистыми отложениями. Верхняя часть толщи сложена преимущественно кремнисто-глинистыми породами, что свидетельствует о прекращении вулканической деятельности во время ее накопления. Геологическая схема одного из участков развития этой толщи показана на рис. 3.

Для магматических пород джаурской свиты характерно преобладание базальтоидов с высоким содержанием K_2O (до 7 вес.-%), а также разнообразных меланократовых щелочных пород. В табл. 1 приведены химические составы наиболее характерных магматических пород джаурской свиты. Возраст меланократовых базальтоидов (пикритов), залегающих в кремнистых отложениях, определенный K-Ag методом, составляет 111–130 млн. лет [103]. В последнее время в породах меймечит-пикрито-



Рис. 3. Геологическая схема среднего течения р. Ануй. Составлена по материалам Б.Г. Матвеева, И.П. Бойко, Л.Н. Серебрякова, Ю.К. Зыкова, М.В. Мартынюка с дополнениями авторов

1 – разрывные нарушения; 2 – нижняя подсвита (преимущественно кремнистые породы) джаурской свиты (T_3-J); 3 – верхняя подсвита (кремнисто-глинистые породы) джаурской свиты (T_3-J); 4 – спилиты, диабазовые порфиры, их туфы и гиалокластиты; 5 – силлы и дайки диабазов; 6 – силлы и дайки меймечитов и перидотитов; 7 – силлы и дайки авгититов, камптонитов, мончинитов; 8 – титон-берриасские алевролиты и песчаники; 9 – валанжинские песчаники, конгломераты; 10 – гранит-порфиры и липариты; 11 – четвертичные аллювиальные отложения

вого комплекса и близких им по возрасту базальтоидах обнаружены в различной степени измененные включения ультраосновных пород [103].

Для рассматриваемой геосинклинальной системы характерна напряженная складчатость, выражаящаяся в широком развитии сжатых опрокинутых лежачих складок, пологих надвигов, взбросов. Установлено наложение друг на друга складок различных возрастных генераций [119].

Массивы дунит-гарцбургитовой формации Бикинской и Хунгарицкой оphiолитовых зон распространены в бассейнах одноименных рек. В Би-

Таблица 1. Химические составы вулканических пород джаурской свиты

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	39,98	39,21	41,74	42,17	42,01	42,99
TiO ₂	0,80	1,00	3,16	3,20	3,54	3,90
Al ₂ O ₃	3,46	4,02	10,45	10,66	12,01	9,66
Fe ₂ O ₃	4,98	6,48	5,29	8,16	3,19	3,17
FeO	7,47	6,46	10,27	8,90	8,31	8,04
MnO	0,24	0,23	0,30	0,34	0,17	0,06
MgO	31,89	31,20	8,80	8,63	4,81	10,48
CaO	3,72	4,13	11,43	10,26	11,14	12,57
Na ₂ O	0,04	0,06	0,49	1,73	1,76	0,44
K ₂ O	0,03	0,17	2,45	1,69	3,80	2,38
H ₂ O	0,56	0,43	1,11	0,21	2,84	3,51
P ₂ O ₅	0,11	0,11	1,34	1,33	—	—
П.п.п.	6,94	6,40	3,78	2,52	4,77	2,11
Σ	100,22	99,90	100,61	99,70	98,35	99,31

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — меймечиты; 3–6 — меланократовые основные породы.
Аналитик В.Е. Зазулина (ИТИГ).

кинской зоне тела ультраосновных и основных пород залегают среди пермских отложений, представленных спилитами, диабазами, переслаивающимися с алевролитами, песчаниками, яшмами и кремнистыми сланцами. Вмещающие породы, образующие ряд линейных складок северо-восточного простирания, надвинуты совместно с залегающими в них гипербазитами на карнийские отложения. В Хунгарийской зоне офиолитов известно множество небольших массивов ультраосновных и основных пород, образующих полосу северо-восточного простирания. Возраст гипербазитов этой зоны предположительно позднетриасовый. В состав массивов дунит-гардбургитовой формации Северного Сихотэ-Алиня входят аподунитовые и апогардбургитовые серпентиниты, реже лерцолиты, пироксениты, габброиды. К представителям оливинит-верлитовой формации относятся Анюйский массив, расположенный в среднем течении р. Анюй, и группа массивов в бассейнах рек Катэн и Кафэн. Геологическая и петрографическая характеристика этих plutонов приведена в работе [54]. Тела ультраосновных и основных пород залегают среди кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, диабазов пермского возраста. Контакты крупных массивов с вмещающими породами тектонические. Мелкие тела сходного состава прорывают верхнепермские и триас-юрские отложения. Типоморфными породами этой формации являются оливиниты, верлиты, пироксениты. С ними ассоциируют габбро, габбронориты, диабазы.

В пределах Центрального Сихотэ-Алинского антиклиниория широко распространены небольшие по размерам тела ультраосновных субвулканических пород — меймечитов, пикритов [55, 90, 104]. Они приурочены к юрским вулканогенно-кремнисто-алевролитовым толщам. Наблюдается постоянная пространственная приуроченность даек и силлов ультраосновных и субвулканических пород к массивам оливинит-верлитовой формации, таким, как Анюйский, Кафэнский и Катэнский.

Геологические данные, а также особенности минерального и химического состава свидетельствуют о несомненной генетической близости ультраосновных вулканитов и гипербазитов оливинит-верлит-клинопироксенитовой формации. Наблюдается гамма промежуточных по структуре пород ультраосновного состава, присутствующих как в интрузивных, так и в субэфузивных фациях. Пикриты слагают иногда эндоконтактовые части гипербазитовых оливинит-верлитовых массивов. С другой стороны, центральные части мощных тел меймечитов нередко представлены практически полнокристаллическими породами, аналогичными тем, которые слагают апикальные части интрузивных массивов. Множество подобных примеров приведено в работах [54, 89].

Магматизм инверсионной стадии развития Сихотэ-Алинской складчатой области представлен различными породами, в том числе высокоглиноzemистыми гранитами, гранодиоритами, принадлежащими Хунгарийской интрузивной серии [59]. В массивах этой серии (Гобиллинский, Горбилинский, Хуту-Джаурский, Тардоки-Янинский, Агусинский, Аксакинский) многочисленны находки ксенолитов гнейсов, разнообразных сланцев, кварцитов. Площадное распределение в гранитоидах ксенолитов высокометаморфизованных пород указывает на присутствие в фундаменте геосинклинальной системы пород, аналогичных породам фундамента срединных массивов. Более молодые проявления гранитоидного магматизма объединены в Нижнеамурский, Багелазский, Мяочанский и Верхнеудоминский комплексы [29]. Если породы Нижнеамурского комплекса относятся к известково-щелочному типу, то остальные – существенно калиевые. Размеры массивов варьируют в широких пределах: от мелких штоков до крупных массивов площадью 1000 км². Рассматриваемые интрузивные комплексы представляют собой типичные вулкано-плутонические ассоциации. Для большинства интрузивных пород имеются свои излившиеся и пирокластические аналоги. Между интрузивными и собственно вулканическими имеется весь ряд промежуточных образований [29].

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

Позднемезозойская и кайнозойская геологическая история Сихотэ-Алинской складчатой области характеризуется широким развитием наземного базитового и базит-салитового вулканизма, в результате которого были сформулированы крупные лавовые и туфовые тела в пределах Сихотэ-Алинского антиклиниория, Западно- и Восточно-Алинских синклиниориев, Восточного Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Позднемезозойские и позднемезозойские–раннекайнозойские вулканические формации образуют Восточно-Сихотэ-Алинский и Западно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса, а кайнозойские – Прибрежный, Нижнеамурский и ряд вулканических зон, наложенных на предшествующие им структуры эвгеосинклинали и вулканических поясов.

Представители известково-щелочной формации (базальты, андезито-базальты) являются основными типами ассоциаций пород Восточно-Сихотэ-Алинского краевого вулканогенного пояса. Для последнего имеются наблюдения, свидетельствующие как о наложенном характере соотношений между ним и предшествующими структурами, так и о конформных

структурных соотношениях, при которых вулканический пояс как бы продолжает развитие ранних структур, наследуя их простирации и границы.

Магматические образования толеит-базальтовой формации образуют обширные поля (Совгаванское, Самаринское), объединяющиеся в Прибрежный, вулканический пояс, и обособленные, более мелкие (Мухенское, Маноминское, Оборское и др.). Большинство вулканических построек, образованных этими эфузивами, относится к типу щитовых вулканов. Следует подчеркнуть характерное для представителей этой магматической формации преобладание лавового вулканизма с минимальным значением эксплозивного индекса и почти полным отсутствием пирокластических разностей [117].

Пространственно разобщенные вулканические тела неоген-четвертичных щелочных базальтоидов группируются в цепочки, располагаясь в пределах Западно-Сихотэ-Алинского синклиниория и Центрального Сихотэ-Алинского антиклиниория [28, 86]. Разрозненные выходы щелочных базальтоидов встречаются и в Восточном Сихотэ-Алинском синклиниории, а также в пределах Прибрежного вулканического пояса [5, 117]. Они слагают вулканические постройки, осложненные экструзиями, силлами и штоками. Проявления щелочно-базальтоидного вулканизма в неоген-четвертичное время фиксируют заключительный этап кайнозойского наземного вулканизма, хотя имеются районы и с современной вулканической деятельностью (вулкан Байоушань, КНР).

Для нижнего Приамурья установлена определенная закономерность распределения проявлений щелочно-базальтоидного вулканизма, которая заключается в постоянной их приуроченности к краям миоцен-плиоценовых впадин [117]. Эти впадины являются мелкими грабенообразными погружениями фундамента, выполненными углисто-терригенными отложениями [23].

Излияние щелочно-базальтоидной магмы связано, по-видимому, с самой молодой позднекайнозойской системой глубинных расколов фундамента, поскольку отсутствует связь щелочно-базальтоидных проявлений с более древними структурными элементами региона — структурными швами, офиолитовыми прогибами, домиоценовыми впадинами. По аналогии с африканским рифтообразованием предполагается, что на юге Дальнего Востока цепочки миоцен-плиоценовых впадин трассируют зоны растяжения.

Детальные целенаправленные исследования авторов показали, что включения ультраосновных пород и мегакристаллов минералов обнаруживаются во всех неоген-четвертичных щелочно-базальтоидных комплексах, слагающих нижеописываемые вулканические постройки.

Болоньский вулкан, расположенный на оз. Болонь, в 100 км от Комсомольска-на-Амуре вверх по течению Амура, представляет собой эродированный шлаковый конус овальной формы, вытянутый в северо-западном направлении [86]. Длина его 230 м, ширина 110 м, высота над уровнем озера около 15 м. В строении острова принимают участие глинистые сланцы, базальты и их туфы. Глинистые сланцы, по-видимому, слагают основание шлакового конуса. Их возраст условно считается меловым. На размытой поверхности глинистых сланцев залегают туфы базальтового состава. Туфовая толща состоит из угловатых обломков пористого базальта, сце-

ментированных мелким пепловым материалом, затронутым процессом разложения. В небольшом количестве присутствуют агломератовые туфы. Они сложены бомбами и их обломками с характерной губчатой структурой. В центральной и юго-восточной частях острова туфовая толща насыщена потоками базальтов. Базальты, развитые в юго-восточной части острова, обладают мелкопризматической отдельностью, которая при выветривании дает характерные остроребристые выступы. В центральной части острова потоки базальтов разбиты редкими трещинами с образованием крупных монолитов. В базальтах присутствует большое количество мелких (2–5 см) ксенолитов ультраосновных пород.

Синдинский вулкан расположен на правом берегу правой протоки р. Амура, на мысе Маяк возле оз. Синда. Шлаковый конус вулкана в значительной степени зердирован. Фундамент конуса, вероятно, сложен андезитами и их туфами. Непосредственных контактов между породами конуса и андезитами не наблюдалось, но, так как андезиты залегают гипсометрически ниже и занимают обширную площадь, их условно относят к более древним.

В базальтовый комплекс объединены породы, слагающие остатки вулканической постройки и экструзивное тело более 500 м в поперечнике. Вулканические породы северо-восточной части мыса Маяк представляют собой останец вулкана [86], в пределах которого перемежаются туфы, потоки базальтов и прослои пирокластических пород. Последние разделяются на три стратиграфических горизонта. Суммарная мощность туфов 75–80 м. Штокообразное экструзивное тело представлено однородными темно-серыми с синеватым оттенком базальтами. Характерной их особенностью является пятнистая окраска, более резкая в выветрелых частях. В базальтах экструдизива и реже в бомбах пористых базальтов верхнего горизонта туфов встречаются мелкие включения ультраосновных пород.

Анюйская группа вулканов расположена в верховьях р. Аюй на междуречье ее притоков Заура-первого и Заура-второго. Известно несколько выходов базальтов с многочисленными ксенолитами. Один из них представляет собой вулканическую постройку, имеющую в плане вид "столовой горы" и сложенную практически горизонтально залегающими потоками плотных, трещиноватых в нижней части разреза черных базальтов. Выше по разрезу они сменяются пористыми базальтами, заключающими в своей верхней части нодули ультраосновных пород. Базальтовые потоки с разным угловым несогласием перекрывают осадочные валанжинские и готерив-альбские отложения. В составе основных покровов принимают участие агломератовые лавы, базальты с глыбовой, подушечной и столбчатой отдельностью.

Ультраосновные включения в большом количестве обнаружены в делювиальных свалах и аллювиальных обломках на косах по руч. Заур-первый. Включения характеризуются значительным разнообразием в минералогическом и структурном отношении.

Дурминский вулкан находится в 1,5 км к востоку от ст. Дурмин Оборской железной дороги. В плане он представляет пологую гряду, на восточной стороне которой имеются выходы коренных пород, представленные плотными и пористыми базальтами с многочисленными включениями ультраосновных пород. Характерно присутствие включений в верхнем потоке разреза вулканической толщи. Возраст эфузивов определяется

Таблица 2. Химический состав неоген-четвертичных щелочных базальтов, содержащих ультраосновные включения

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	45,26	47,46	47,12	49,34
TiO ₂	1,31	1,64	1,80	1,51
Al ₂ O ₃	15,53	14,57	14,31	14,98
Fe ₂ O ₃	10,38	7,49	7,60	2,05
FeO	3,40	3,96	3,70	8,25
MnO	0,12	0,17	0,20	0,16
MgO	5,45	7,89	8,40	8,72
CaO	8,89	8,36	8,02	7,94
Na ₂ O	2,73	4,39	4,20	3,56
K ₂ O	3,21	1,37	1,31	1,70
H ₂ O	0,82	2,98	2,96	1,93
P ₂ O ₅	1,02	0,70	0,70	0,42
П.п.п.	—	0,01	0,01	—
Σ	98,12	100,99	100,33	100,11

П р и м е ч а н и е. 1 – Болоньский вулкан; 2, 3 – Синдинский вулкан; 4–6 – Аюйская группа вулканов; 7, 8 – Дурминский вулкан; 9 – Свиягинский вулкан.
Аналитик В.Е. Зазулина (ИТИГ).

как нижнечетвертичный, поскольку они залегают на размытой поверхности верхнетретичных осадочных пород.

Свиягинский вулкан расположен в окрестностях ст. Свиягино. Вулканическая постройка сложена в основном лавами, переслаивающимися с агломератовой брекчии. В центральной части вулкана наблюдается экструзивное тело, которое прорывает вмещающие брекчии, образуя зону обжига мощностью около 8 м. Мелкообломочные брекчии, расположенные в верхних слоях, состоят из плотно соприкасающихся угловатых и слегка округлых обломков базальтов различной величины без цементирующей массы. Ниже находятся более грубообломочные брекчии с преобладанием обломков ультраосновных пород. Последние также содержатся в базальтах краевых частей вулкана и в центральном экструзиве.

Неоген-четвертичные щелочные базальты, содержащие глубинные ксенолиты, обнаруживают значительные вариации состава (табл. 2). Судя по результатам петрографического и петрохимического изучения базальтов [31], среди них можно выделить лейцитовые, нефелиновые и плагиоклазовые разновидности.

Геологическое описание вулканов Минусинской впадины, вулкана Сверре (Шпицберген), вулкана из верховья р. Селемджа, вулканов Авача и Ксудач (Камчатка), из которых анализировались для сравнения ксенолиты ультраосновных пород, приведено в работах [9, 19, 27, 81].

В целом проявление основного–ультраосновного магматизма, являющегося отражением глубинных процессов, наблюдается на протяжении всей истории развития Сихотэ-Алинского региона, изменяясь по интенсивности и составу. Смена геодинамического режима глубинных недр сопровождается исчезновением одних и появлением новых типов основных и ультраосновных магматических пород. На протяжении палеозоя и мезо-

	5	6	7	8	9
	48,93	47,14	49,97	48,98	47,46
	1,64	1,94	2,50	1,76	1,64
	15,01	14,06	15,77	16,12	14,57
	2,56	4,13	4,71	5,20	7,49
	8,02	7,27	4,96	4,35	3,96
	0,15	0,18	0,11	0,12	0,17
	8,81	10,69	5,02	5,13	7,89
	7,83	8,40	7,73	7,82	8,36
	3,52	3,54	3,61	4,39	4,97
	1,71	2,06	2,28	2,07	1,37
	1,89	1,41	2,99	2,16	2,98
	0,47	0,56	—	0,60	0,70
	—	—	—	0,01	0,01
	100,66	100,36	99,53	97,73	100,15

зои для рассматриваемой территории характерна наиболее мощная вспышка основного–ультраосновного магматизма, вызванная, по-видимому, существенной перестройкой глубинных недр Земли, изменением их вещественного состава.

ГЛАВА 3 УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

В молодых вулканических провинциях земного шара преобладают две группы глубинных включений, названные Х. Куно [18] "лерцолитовой" и "верлит-дунит-габбровой". Существует классификация ксенолитов, основанная на распространности в них клинопироксена определенного состава: "зеленый" тип, содержащий изумрудно-зеленый богатый хромом клинопироксен, и "черный", в котором клинопироксен не содержит хрома, но имеет повышенное содержание Ti [138]. Эти классификации по многим причинам признаны неудовлетворительными [68]. В настоящее время используется классификация, основанная на систематике ксенолитов по фациям глубинности [32, 111], которая включает аортит-форстеритовую, шпинель-пироксенитовую, графит-пироповую фации. Границы между ними примерно соответствуют границам между различными типами глубинных перidotитов: плагиоклазовых, шпинелевых и гранатовых, выделенных О'Харой [205]. Распространенные в пределах континентального Дальнего Востока глубинные включения, согласно классификации В.С. Соболева с соавт. [111], являются представителями шпинель-перidotитового типа верхней мантии.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ

Практически все лавовые поля кайнозойских щелочных базальтов Сихотэ-Алиня содержат включения ультраосновного состава, и вероятность их обнаружения целиком зависит от детальности геологического изучения вулканических построек. Первые сведения о "сростках кристаллов железомагниевых силикатов" приведены Г.М. Гапеевой [28]. Детальная петрографо-минералогическая характеристика включений из щелочных базальтов юга Дальнего Востока дана В.Г. Сахно и Е.П. Денисовым [109]. Авторы подчеркивают связь включений с определенным типом пород — щелочными базальтоидами и делают вывод о близком и постоянном химическом составе слагающих включения минералов. Описание ультраосновных включений, обнаруженных в пределах Центрального Сихотэ-Алинского антиклиниория и Восточного Сихотэ-Алинского синклиниория, приведено в дальнейших работах [38, 42]. В последние годы ультраосновные включения обнаружены в геосинклинальных щелочных базальтоидах [103].

Несмотря на широкое площадное распространение вулканических построек с глубинными ксенолитами (рис. 4), преобладающим типом включений в отличие от других регионов (Забайкалье, Монголия) являются лерцолиты. Включения других типов встречаются спорадически в некоторых вулканических постройках.

Формы нахождения ультраосновных включений в щелочных базальтоидах довольно разнообразны. В распределении морфологических разностей ксенолитов наблюдается определенная закономерность: в пузыристых, пемзовидных породах формы обломков округлые и овальные, а в плотных базальтах — угловатые. Исключения составляют ксенолиты из пирокластических продуктов Свиягинского вулкана, имеющие значительные (до 15 см в поперечнике) размеры и округлые формы. В потоках и экструзивных телах обломки имеют меньшие размеры (от 1 до 6 см в поперечнике).

Ультраосновные включения представлены полнокристаллическими агрегатами от мелкозернистых (размер зерен 1–2 мм) до крупнозернистых (размер зерен до 6–10 мм). Структура ксенолитов варьирует от полигонально-зернистой до аллотриоморфно-зернистой, причем эти переходы можно наблюдать в одном образце. Нередко за счет предпочтительной ориентировки зерен оливина или ортопироксена проявляется некоторое подобие метаморфических структур. Наблюдаются порфиробластовые структуры, когда в мелкозернистом агрегате основной массы находятся более крупные идиоморфные зерна ортопироксена, реже оливина и шпинели. Преобладающая текстура пород массивная, с некоторыми элементами такситового сложения. В свежем сколе вещество включений легко поддается разрушению, часто рассыпается при механическом воздействии, несмотря на исключительную свежесть слагающих минералов.

Рассматриваемые включения характеризуются разнообразием минеральных парагенезисов и типов пород. Среди них установлены шпинелевые лерцолиты и вебстериты, гарцбургиты, орто- и клинопироксениты. Модальный состав включений испытывает существенные колебания, благодаря чему один и тот же парагенезис (лерцолитовый) образует различные петрографические типы пород. Химический состав некоторых типов включений и Количественные соотношения породообразующих минералов

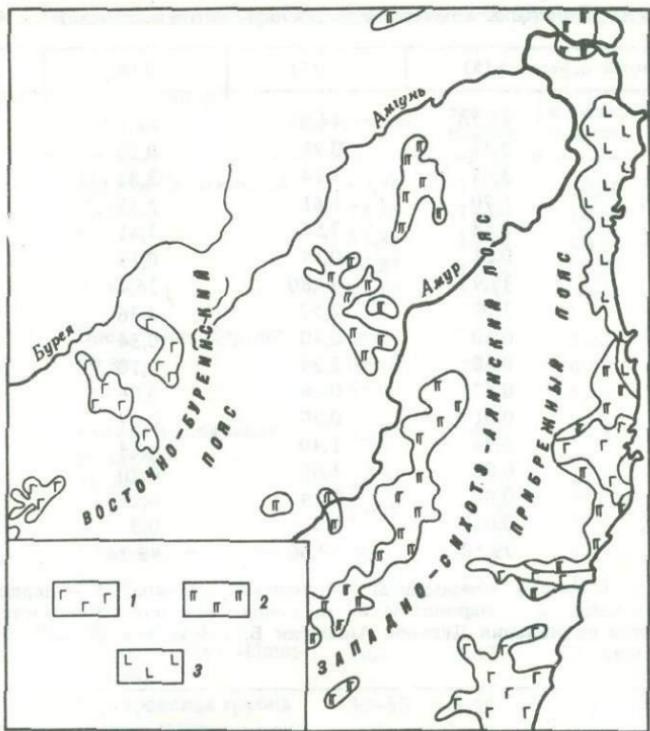


Рис. 4. Схема размещения кайнозойских базальтоидных поясов, по [117]

Формации: 1 — толеитовая; 2 — щелочно-оловин-базальтовая; 3 — андезито-базальтовая

включений из различных вулканических построек приведены в табл. 3 и 4. Для планиметрического определения количественных соотношений породообразующих минералов в шлифах включений по точечному методу использовался интегрирующий прибор "Элтинор-4".

Образцы исследуемых ксенолитов несут следы термального воздействия, свидетельствующие об их неравновесности с базальтоидными расплавами. Это выражается в перекристаллизации минералов, появлении регенерационных кайм вокруг отдельных минералов и по границе ксенолитов, явлений плавления и т.п. Обнаружено, что основные магмы, из которых образовались лейцитовые и санидиновые базальты, характеризуются различной степенью воздействия на лерцолитовые включения и их минералы.

Отсутствие реакционной каймы на контакте ксенолитов с базальтом, наличие в качестве фенокристаллов в основной массе базальта, помимо оливина, пироксенов и шпинели (сильно измененных, но диагностируемых), дезинтегрированных обломков включений свидетельствуют об относительно слабом (прежде всего температурном) воздействии лейцитовых базальтов (Болоньский вулкан, вулкан Сверре) на вещество включений. Иная картина наблюдается в случае взаимодействия расплава санидиновых базальтов с веществом включений (Дурминский вулкан). На контакте базальта с включением появляется сравнительно мощная (до 5–7 мм) реакционная кайма, имеющая зональное строение (Табл. I, а,

Таблица 3. Химический состав перцолитов включений

Компоненты	1 (5)	2 (7)	3 (4)	4 (3)
SiO ₂	45,70	44,03	44,17	44,52
TiO ₂	0,21	0,28	0,20	0,23
Al ₂ O ₃	3,05	3,24	3,83	3,49
Fe ₂ O ₃	1,70	1,61	2,37	2,02
FeO	6,88	7,56	7,41	7,32
MnO	0,21	0,15	0,13	0,16
MgO	37,93	37,80	36,44	37,26
CaO	2,09	2,57	3,36	2,85
Na ₂ O	0,60	0,40	0,34	0,25
K ₂ O	0,50	2,24	0,10	0,17
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,06	0,08
SO ₃	0,01	0,20	0,09	0,10
H ₂ O	0,94	1,40	0,54	0,43
CO ₂	0,00	1,09	0,20	0,26
NiO	0,00	0,24	0,26	0,12
Cr ₂ O ₃	0,00	0,3	0,3	0,35
Σ	99,58	99,66	99,74	99,61

П р и м е ч а н и е. 1 — перцолиты Болоньского вулкана; 2 — перцолиты Синдинского вулкана; 3 — перцолиты из щелочных базальтов Анийских вулканов; 4 — перцолиты проявления Дурмин. Аналитик В.Е. Зазулина (ИТИГ). В скобках — число анализов.

см. в конце книги). Полнокристаллическая крупнозернистая порода включений постепенно преобразуется в плотный агрегат сравнительно мелких зерен (внутренняя зона), представляющих собой обломки зерен оливины и пироксенов, оптически переориентированных, но сохранивших следы спайности, чистоту и свежесть материнского зерна. Агрегат облекается узкой, но выдержанной темно-буровой оторочкой (средняя зона), в составе которой при большом увеличении различаются мельчайшие зерна оливина, сцепленные стеклом и затемненные пылевидными скоплениями черного рудного минерала. Широкая зона, непосредственно соприкасающаяся с базальтом, представляет собой пеструю смесь мелких идиоморфных зерен оливина и пироксена, погруженных в слабораскристаллизованное прозрачное бесцветное стекло с реликтами резорбированных выделений минералов перцолита. В этой зоне обнаруживаются и новообразования шпинели. В основной массе базальта в качестве фенокристаллов присутствуют лишь ксеноформные обломки оливина, наиболее стойкого к воздействию базальта.

Воздействие базальтоидной магмы на отдельные минералы ультраосновных пород выражается в типичном разложении энстатита [68, 81] в результате инконгруэнтного плавления минерала с образованием кристаллического агрегата вторичного оливина со стеклом (Табл. I, б). Кристаллы моноклинного пироксена бывают пропитаны мелкими ориентироваными пузырьками стекла, вследствие чего в шлифе имеют сетчатый вид. Оливин подвергается перекристаллизации с образованием по периферии тонкозернистого агрегата вторичного оливина.

Таблица 4. Процентное соотношение минералов в ультраосновных включениях

Номер шлифа	Район	Минерал			
		оливин	ортопироксен	клинопироксен	шпинель
1	Вулкан Свиягинский	60,74	14,33	20,56	4,36
2	То же	74,56	13,00	10,69	1,73
3	"	57,85	15,18	20,68	6,28
4	"	60,85	17,02	18,57	3,71
Среднее	"	63,50	14,88	17,61	4,02
1	Проявление Дурмин	66,27	26,91	5,22	1,61
2	То же	65,10	27,70	6,08	0,68
Среднее	"	65,69	27,81	5,65	1,15
1	Вулкан в верховых р. Ануй	62,39	20,80	16,81	1,33
2	То же	45,19	28,36	22,12	4,33
Среднее	"	53,79	24,58	19,47	2,83
1	Болоньский вулкан	89,9	6,73	1,44	1,92
2	То же	91,66	4,32	1,54	2,47
Среднее	"	90,78	5,53	1,49	2,20
1	Вулкан Сверре (Шпицберген)	90,52	8,87	0,61	0,2
2	Кантаровская трубка взрыва (Минусинская впадина)	30—80	5,25	5,30	1,3

Наряду с термальным воздействием основных расплавов на ксенолиты установлены элементы строения, связанные с более ранним, "дебазальтовым" этапом их существования и выражавшиеся в изменении текстурных и структурных особенностей ультраосновных пород под влиянием деформаций.

По сравнению с вышеописанными ксенолитами из неоген-четвертичных базальтов глубинные включения в юрских щелочных базальтоидах, характеризующиеся небольшими размерами (1—4 см), изменены еще сильнее. Из первичных минералов в них сохранились лишь моноклинный пироксен и шпинель, находящиеся в окружении вторичных минералов (карбоната, альбита, хлорита), так что судить о структуре, текстуре, "дебазальтовом" и "базальтовом" этапах существования этих пород не представляется возможным.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ВКЛЮЧЕНИЙ

В ультраосновных ксенолитах из континентальных базальтоидов Дальнего Востока широко распространена равномерно-зернистая структура, обусловленная собирательной рекристаллизацией [197], которая, по классификации Ж.К. Мерсье и А. Николса [197], называется протогранулярной. Для ультраосновных включений с протогранулярной структурой

Таблица 5. Условия проявления различных систем скольжения в экспериментально деформированных оливинах, по [92]

Система	Условия получения, $T, {}^{\circ}\text{C}$		$\lg \dot{\epsilon}^0, \text{с}^{-1}$	$P_{\text{общ}}, \text{кбар}$	Способ определения
	нижний предел	верхний предел			
(100) 001	100–150	250–450	3–7	3–20	ДП
(100) 001	250	250	2–5	5	ПС, ДП, Сбр
(100) 001	27	900	1–4	35	Сбр
110 001	1000	1000	2–5	5	ДП, ПС
110 001	500	850	5	—	Тр
110 001	250–450	800–950	3–7	3–20	ДП
001	800	800	—	15	ПЭМ
(100) 010	950	250	2–5	5	ДП
(100) 010	1000	—	5	—	Дкр
{OKI}100	800–950	1000–1300	3–7	3–20	ДП, Дкр
{OKI}100	1000	—	5	5	ДП, Сбр
{OKI}100	1000	—	5	—	Дкр
031 100	—	—	—	—	ПЭМ, ДП
100	909	900	5	15	ПЭМ
(010) 100	1000–1300	—	3–7	3–20	Дкр
(010) 100	1000	—	5	—	Дкр
(010) 100	1300	—	4–5	—	Сбр
(101) 010	1300	—	5	—	Дкр

П р и м е ч а н и е. $\lg \dot{\epsilon}^0$ – логарифм скорости деформации. ДП – замеры ориентировки деформационных пластинок; Сбр – замеры ориентировки полос сброса; ПС – полос скольжения; Дкр – декорирование дислокаций; Тр – травление дислокаций; ПЭМ – просвечивающая электронная микроскопия.

характерны следы деформаций умеренной интенсивности и пластического характера, а также полосчатые текстуры.

Анизотропные свойства ксенолитов изучались многими исследователями, однако нет однозначного мнения о механизме возникновения предпочтительной ориентировки. Так, К.С. Росс с соавт. [127] объясняют наличие полосчатых текстур и структуры катаракла за действием динамического стресса, Р.Н. Бразерс [143] – гравитационной деформацией в магматической камере. А. Колли [153], изучая ориентировку оливина линзообразных перцолитовых включений в базальтовых лавах Эйфеля и Оверни, пришел к выводу о тектонической природе анизотропной структуры ксенолитов, подвергшихся деформации преимущественно в твердом состоянии. П. Хартман и Е. ден Текс [170] объясняют предпочтительную ориентировку минералов включений действием динамического стресса при наличии межгранулярной жидкости. Не исключается принадлежность ксенолитов к магматическим тектонитам плавления по Зандеру [218]. Микроструктурный анализ оливинов из пород различного происхождения (ксенолиты в базальтах и кимберлитах, интрузивные перидотиты, базальтовые дайки) показал близость микроструктурных узоров оливинов, что послужило основанием для предположения о едином механизме возникновения предпочтительной ориентировки оливина как для ультраосновных включений,

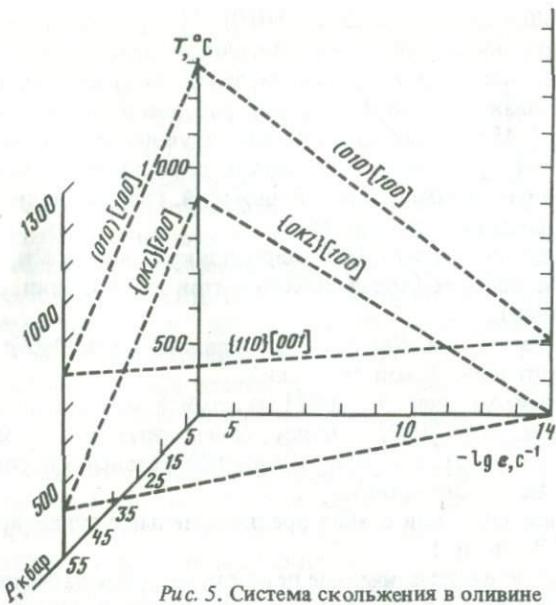


Рис. 5. Система скольжения в оливине

так и для альпинотипных гипербазитов [143, 144]. Допускалось, что ориентировка зерен оливина отражает эффект течения магматической жидкости. Однако теория течения неспособна объяснить некоторые кристалломорфологические особенности минералов ультраосновных ксенолитов [145].

Большинство исследователей, занимающихся проблемой происхождения структурной анизотропии глубинных включений из базальтов и кимберлитов, считают, что определяющим фактором в появлении предпочтительной ориентировки зерен слагающих ксенолиты минералов является действие направленных динамических напряжений [145, 153, 192, 217], среди которых различаются трансляционное скольжение и двойникование. Явление рекристаллизации обычно сопровождает деформации при высоких температурах. Многие исследователи отмечали сходство предпочтительных ориентировок, возникших различными путями. Их конвергентный характер вызван, по-видимому, тем, что все динамические нагрузки действуют на одну и ту же кристаллическую структуру.

Степень проявления предпочтительной ориентировки, равно как и соотношение механизмов ее наведения, существенно зависит от значений и соотношения температуры и давления, при которых процесс происходит [71]. Экспериментальные работы по изучению механизмов и условий пластической деформации оливина дают представление об имевших место в природе условиях деформации [92, 130, 150, 203, 210, 211], которые приведены в табл. 5. С. Рели [210] установил, что с повышением температуры скольжение в оливине в направлении $[001]$ сменяется скольжением по $\{OKL\}$ [100]. Н. Картер и Х. Аве Лаллемант [150], подвергая деформации образцы дунита и лерцолита в широком диапазоне скоростей деформаций ($-10^3 \div 10^7 \text{ с}^{-1}$) в условиях всесторонних давлений и разных температур, нашли второй, более высокотемпературный

переход к скольжению по системе (010) [100]. Они же наметили поля преобладания различных систем скольжения на диаграмме $T-P-\sigma$ (рис. 5).

На основании петроструктурного изучения ультраосновных ксенолитов из Окленда (Новая Зеландия) и других районов земного шара Р. Бразерс и К. Рождерс [145] предположили, что ведущим механизмом наведения предпочтительной ориентировки является деформация в твердом состоянии под действием динамических напряжений. Они выявили 5 типов предпочтительной ориентировки оливинов.

I тип. Максимум оси Ng -[100] перпендикулярен $NpNm$ поясу, имеющему слабый максимум (образцы ксенолитов из Германии, о-ва Кергелен и Новой Зеландии).

II тип. Максимум оси Nm -[001] перпендикулярен $NgNp$ поясу (ксенолиты о-ва Кергелен и Новой Зеландии).

III тип. Максимум оси Nm -[001] и слабый максимум оси Np -[010] перпендикулярен Ng -[100] поясу (ксенолиты из Новой Зеландии).

IV тип. Оси Ng -[100], Np -[010] и Nm -[001] взаимно перпендикулярны (ксенолиты из Новой Зеландии).

V тип. Неочевидная или слабая предпочтительная ориентировка (ксенолиты из Новой Зеландии).

Нами проведено систематическое петроструктурное изучение ксенолитов из ряда районов Дальнего Востока и других регионов. Обработка материалов и интерпретация полученных результатов осуществлялась по методике Н.А. Елисеева [49]. Микроструктурному анализу подвергался главным образом преобладающий в лерцолитах оливин. Была изучена ориентировка оптической индикаторы этого минерала и в отдельных случаях ромбического пироксена. Количество исследуемых зерен определялось размером включений и четкостью ориентировки замеренных оптических направлений. В резко анизотропных ксенолитах измерялось 40–50 зерен, в слабо анизотропных – до 150–200.

Ниже приводится анализ микроструктурных ориентировок оливина ксенолитов. С целью количественной характеристики распределения выходов осей на диаграммах введены: а) плотность концентрации – количество выходов осей в вершине максимума (в процентах); б) коэффициент анизотропии (K) – отношение количества выходов осей, очерченных минимальной изолинией максимума, к общему числу замеров.

Вулкан Авача. Исследованы гипербазитовые включения, минеральный состав которых отвечает гарцбургитам со следующим соотношением минералов: оливин – 80%, пироксен – 20, шпинель – 1–2%. Порода характеризуется неравномерно-зернистой, панициоморфной структурой. Доминируют одинаковые полигональной формы зерна оливина, превосходящие по размеру выделения ромбического пироксена. Для него обычны системы деформационных двойников со швами, ориентированными перпендикулярно параллельно к спайности (010).

Включения отличаются от ксенолитов других районов наличием многочисленных следов сильных и неоднократных пластических и хрупких деформаций, которые иногда полностью затушевывают первоначальную протогранулярную структуру породы. Явные внешние признаки предпочтительной ориентировки зерен минералов отсутствуют.

Результаты петроструктурного изучения оливинитов вулкана Авача

(150 замеров) приведены на рис. 6, где изображены микроструктурные узоры, построенные по концентрациям выходов осей оптической индикатрисы оливина. Ось Ng , линейный вектор которой увязывается с кристаллографическими направлениями магнезиального оливина соотношением $Ng \parallel [100] \perp (100)$, дает изометричный микроструктурный узор с наивысшей плотностью концентраций (8,66%), что позволяет считать направление Ng наиболее чувствительным к ориентирующему процессу, а плоскость (100) наиболее благоприятной для реализации динамических напряжений. О значительной интенсивности ориентирующего процесса свидетельствует отсутствие концентраций в основном поле диаграммы.

Менее резко выражен максимум на диаграмме выходов оси $Nm \parallel [001] \perp (001)$, расположенный в центральной части проекции. Две сближенные, симметричные относительно центра вершины максимума (7,33 и 6,28%) с двумя максимумами выходов оси $Np \parallel [010] \perp (010)$ (6,65 и 5,33%), приуроченными к краевой части диаграммы, составляют единый выдержаный пояс, ортогональный максимуму оси Ng . Отчетливые концентрации выходов осей Nm и Np в поясе позволяют предполагать скользящие дифференциальные движения в кристаллической решетке оливина в плоскости второго и третьего пинакоидов.

В целом характер микроструктурных узоров свидетельствует о наличии устойчивой однообразной внутренней ориентировки зерен оливин, что обуславливает структурную и оптическую анизотропию гарпбургитов вулкана Авача. Коэффициенты анизотропии: $K_{Np} = 0,47$, $K_{Ng} = 0,58$, $K_{Nm} = 0,53$.

Вулкан Сверре. Проанализирован образец шпинелевого лерцолита, соотношение породообразующих минералов которого отражено в табл. 4. Определялось (140 замеров) положение осей оптической индикатрисы доминирующего оливина, несущего следы воздействия динамических напряжений (широкие деформационные двойники, ориентированные по нормали к спайности). Признаки директивной структуры в образце отсутствуют. Выходы оси $Ng \perp (100)$ образуют наиболее интенсивный изометричной формы максимум (7,85%), приуроченный к краевой части проекции, и менее выраженные локальные концентрации выхода оси Ng (рис. 7).

Равномерно распределены в поле диаграммы выхода осей Np , образуя слабо проявленные (5,71 и 3,57%) симметричные относительно центра проекции максимумы, при наложении которых на микроструктурный узор $Nm \perp (100)$ отчетливо проявляется пояс, ортогональный к максимуму оси $Nm \perp (100)$. Концентрация выходов оси Nm в этом поясе проявляется в виде неправильной формы максимума (5,21%), приуроченного к центру диаграммы.

Наличие максимумов на диаграммах свидетельствует о существовании оптической анизотропии оливина в лерцолите. Соотношение коэффициентов анизотропии ($K_{Ng} = 0,478$, $K_{Np} = 0,464$, $K_{Nm} = 0,292$) с интенсивностями максимумов показывает, что наиболее благоприятное кристаллографическое направление для реализации динамических напряжений представлено первым пинакоидом. Максимумы выходов осей Nm и Np позволяют предполагать менее интенсивные скользящие дифференциальные движения в плоскостях (001) и (010).

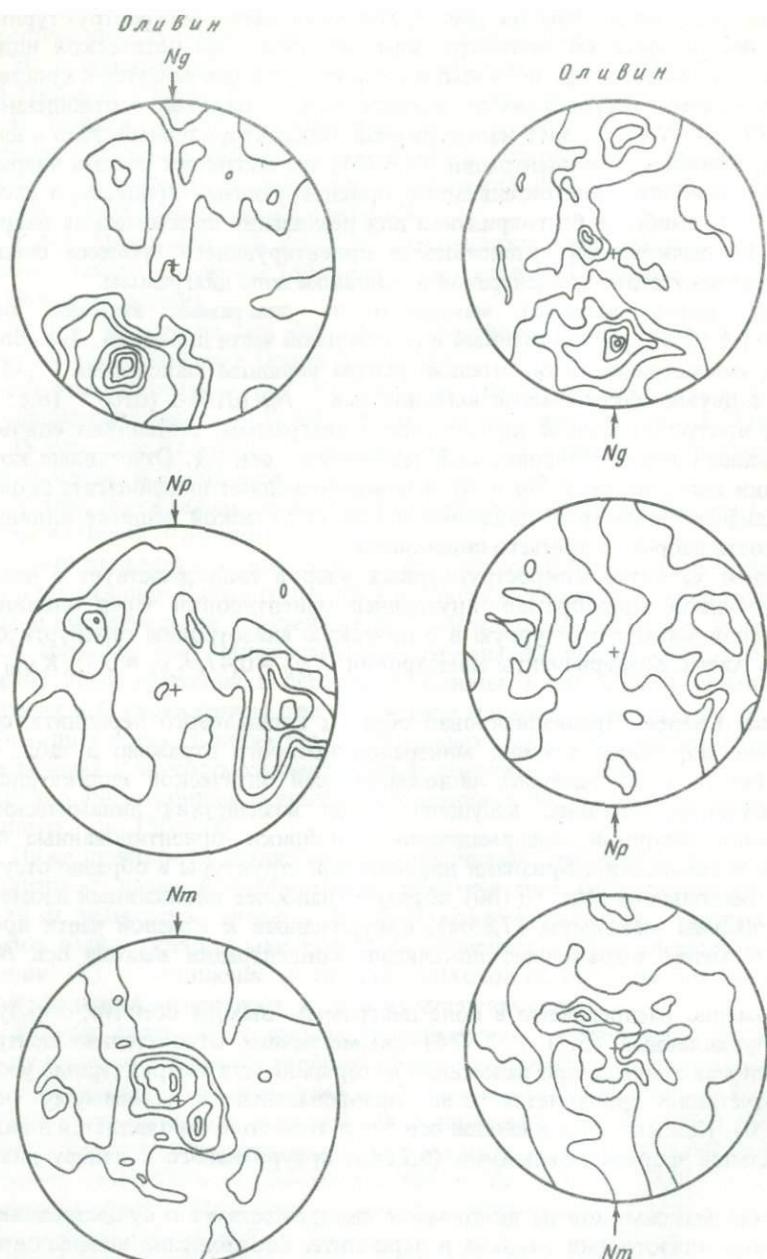


Рис. 6. Результаты петроструктурного изучения оливинов из ксенолитов Авачинского вулкана (объяснение см. в тексте)

Рис. 7. Результаты петроструктурного изучения оливинов из ксенолитов вулкана Сверре, о-в Шпицберген (объяснение см. в тексте)

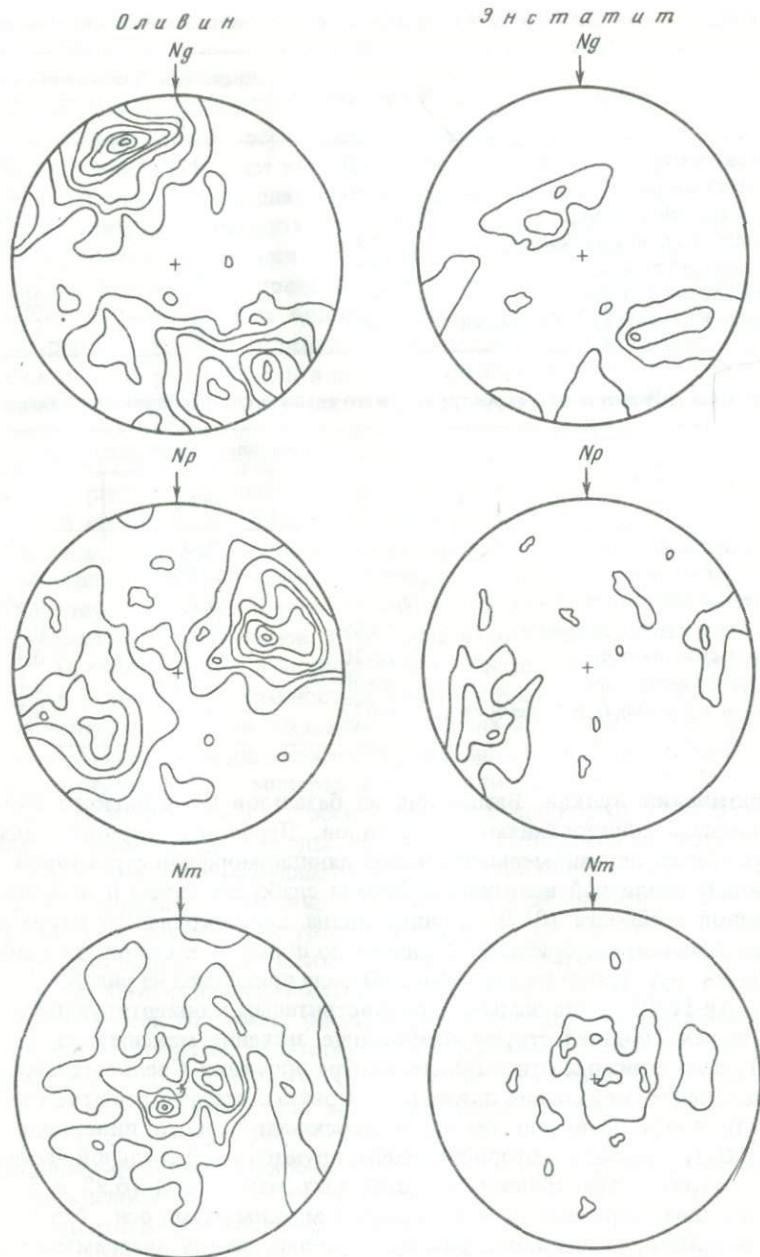


Рис. 8. Результаты петроструктурного изучения оливинов из ксенолитов Свиягинского вулкана (объяснение см. в тексте)

Рис. 9. Результаты петроструктурного изучения энстатитов из ксенолитов Свиягинского вулкана (объяснение см. в тексте)

Таблица 6. Соотношение механизмов деформации в ультраосновных включениях

Район	Число замеров	Число сдвойниковых зерен	
		n	%
Вулкан Авача	200	171	85,50
Вулкан Сверре	140	47	33,57
Свиягинский вулкан	185	57	30,81
Анюйская группа вулканов	68	20	29,41
Болоньский вулкан	52	8	15,38
Дурминский вулкан	60	16	26,66
Вулкан в верховьях р. Селемджи	60	8	13,30

Таблица 7. Результаты микроструктурного анализа ультраосновных включений

Район	Коэффициенты анизотропии		
	K_{Np}	K_{Ng}	K_{Nm}
Вулкан Авача	0,470	0,580	0,530
Вулкан Сверре	0,464	0,478	0,292
Свиягинский вулкан	0,550	0,725	0,540
Анюйская группа вулканов	0,485	0,542	0,285
Болоньский вулкан	0,420	0,307	0,307
Дурминский вулкан	0,500	0,780	0,466
Вулкан в верховьях р. Селемджи	0,677	0,480	0,419

Свиягинский вулкан. Включения из базальтов Свиягинского вулкана представлены образованиями двух типов. Лерцолиты первого типа характеризуются неравномерно-зернистой панидиоморфной структурой. Зерна оливина различной величины и формы слабо вытянуты в направлении отчетливой спайности (010). Хорошо видна двойниковая структура этого минерала со швами, ориентированными по нормали к спайности (табл. 6, 7). Микроструктурные узоры этого минерала приведены на рис. 8.

Ось Ng -[100] оливина наиболее чувствительна к ориентирующему процессу, о чем свидетельствуют наибольшие значения максимумов (9,23 и 6,92%), симметричных относительно центра проекции. Следовательно, дифференциальные скользящие движения в кристаллической решетке оливина осуществлялись преимущественно в плоскости первого пинакоида. Ось Nm -[001], выходы которой концентрируются в центральной части проекции, образует два сближенных овальных максимума (6,92 и 3,57%), составляющих выраженный пояс с двумя максимумами оси Nm -[010] (5,38 и 5,38%), располагающимися в краевых частях диаграммы и симметричных относительно центра. Соотношение коэффициентов анизотропии ($K_{Ng} = 0,615$, $K_{Np} = 0,538$, $K_{Nm} = 0,461$) предполагает такую последовательность благоприятных кристаллографических направлений оливина для реализации скользящих движений: (100) → (010) → (001).

Микроструктурные узоры для ромбического пироксена (рис. 9), несмотря на малое число замеров (40), определяют отчетливую оптическую анизотропию зерен минерала.

Включения второго типа характеризуются равномерно-зернистой структурой. Зерна оливина имеют неправильную, иногда округлую изометрическую форму. В оливине наблюдаются отчетливая спайность по (010) и двойники со швами, ориентированными перпендикулярно спайности и параллельно ей. Микроструктурные узоры минерала приведены на рис. 10. Наиболее отчетливый максимум дают выходы оси $Ng \perp$ (100) (8%). Симметричный ему относительно центра диаграммы второй максимум менее интенсивен (6%). Концентрации выходов Np приурочены к краевой части проекции. Более расплывчатые рисунки изолиний выходов Ng -[010]- \perp (010) тяготеют к поясному распределению в проекции. Заметные максимумы (7 и 3%) проявляются на одном диаметре асимметрично относительно центра диаграммы. Два сближенных изометрических максимума (6 и 6%) выходов оси Nm расположены в центральной части диаграммы. При наложении микроструктурных рисунков для осей Np и Nm проявляется отчетливый пояс, ортогональный наиболее интенсивному максимуму оси Ng . Таким образом, микроструктурные узоры оливина лерцолита второго типа повторяют рисунки для первого типа лерцолитов (с более выраженной директивной структурой). Коэффициенты анизотропии ($K_{Np} = 0,550$, $K_{Ng} = 0,725$, $K_{Nm} = 0,540$) и значения максимумов определяют аналогичную последовательность кристаллографических направлений, благоприятных для трансляционного скольжения: (100) \rightarrow (010) \rightarrow (001).

Ануйская группа вулканов. Структура включений панидиоморфно-зернистая. Преобладающие в породе зерна оливина (60–70%) отличаются свежестью и хорошей сохранностью. В минерале отсутствуют деформационные двойники. Волнистое погасание отдельных зерен оливина является, по-видимому, следствием динамического воздействия. В целом предпочтительная ориентировка зерен минералов в лерцолите отсутствует. Но даже небольшое число замеров (70) осей оптической индикаторы определяет отчетливую анизотропию породы. Наиболее благоприятным направлением для реализации ориентирующего процесса является плоскость первого пинакоида минерала, о чем свидетельствует наличие интенсивного максимума (7,14%) на микроструктурном рисунке для оси Ng (рис. 11). Выходы оси Np равномерно распределяются в пояссе, ортогональном максимуму для оси Ng . Максимальные концентрации в пояссе 5; 7,14; 4,28%. Диаграмма выходов осей Nm имеет рисунок менее определенный, расплывчатый. Локальные максимумы отсутствуют. Коэффициенты анизотропии ($K_{Ng} = 0,542$, $K_{Np} = 0,485$, $K_{Nm} = 0,285$) определяют аналогичную последовательность благоприятных для трансляционных дислокаций кристаллографических направлений: (100) \rightarrow (010) \rightarrow (001).

Болоньский вулкан. Наиболее распространены в базальтах Болоньского вулкана ксенолиты шпинелевых лерцолитов с однообразным и выдержаным процентным соотношением минералов (см. табл. 4). Структура включений равномерно-зернистая, панидиоморфная. Наиболее представительным минералом ксенолитов (70–90%) является оливин, зерна которого несут следы ясной спайности (по 010) и часто сдвойникованы, причем двойниковые швы ориентированы по нормали к трещинкам спайности или под небольшим углом к ним. Признаки директивных структур в лерцолитах отсутствуют.

Небольшой размер включений (2–3 см) предопределил для оливина не-

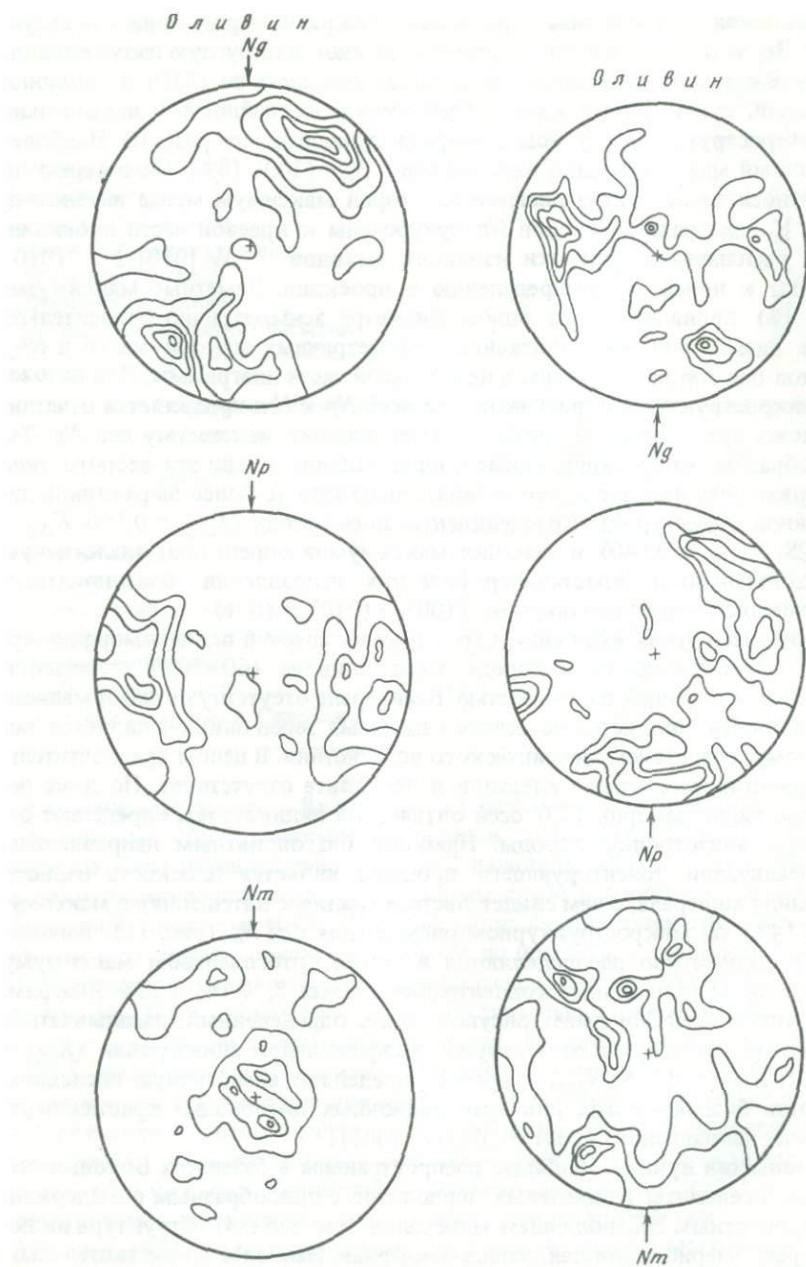


Рис. 10. Результаты петроструктурного изучения оливигов из ксенолитов Свиягинского вулкана (объяснение см. в тексте)

Рис. 11. Результаты петроструктурного изучения оливинов из ксенолитов Анюйской группы вулканов (объяснение см. в тексте)

значительное число (52) замеров. Однако микроструктурные узоры демонстрируют отчетливую оптическую анизотропию минерала. Наиболее интенсивный изометричный максимум (11,53%) отмечается на диаграмме выходов оси Np . Симметричный ему относительно центра уплощенный максимум, приуроченный к краевой части проекции, менее интенсивен (5%). На диаметре, соединяющем максимумы, отмечается цепочка отдельных локальных незначительных концентраций (рис. 12).

Выходы осей Ng концентрируются на двух симметричных относительно центра и лежащих на одном диаметре участках диаграммы (7,69 и 5,7%). Незначительные максимумы, проявляющиеся на диаграмме выходов оси Nm , имеют тенденцию к поясному распределению в проекции. Пояс, ортогональный максимумам выходов оси Np , приобретает отчетливые очертания при наложении диаграмм для осей Ng и Nm . Коэффициенты анизотропии ($K_{Ng} = 0,326$, $K_{Np} = 0,480$, $K_{Nm} = 0,288$) и значения максимумов выходов оптических осей определяют отличающуюся от вышеприведенных последовательность благоприятных для трансляционного скольжения направлений: (010) → (100) → (001). Здесь плоскость второго пинакоида является более благоприятной для реализации дифференцированных скользящих движений, чем плоскость (100).

Вулкан в верховых р. Селемджи. Ультраосновные включения в базальтах вулкана представлены шпинелевыми перцолитами, количественное соотношение минералов в которых отражено в табл. 4. Структура породы протогранулярная. Преобладающие округлые сглаженные зерна оливина несут следы ясной спайности по (010). Отдельные крупные слаботрециноватые выделения минерала разбиты на широкие деформационные полосы, швы которых ориентированы перпендикулярно к направлению спайности. Вытянутые зерна оливина не обнаруживают предпочтительной ориентировки. Характер микроструктурных узоров на диаграммах выходов осей оптической индикаторы однозначно указывает на существование отчетливой оптической анизотропии минерала, подтверждающейся микроструктурным рисунком на проекции выходов оси $Ng\perp$ (010). Здесь фиксируется отчетливый изометричный максимум высокой интенсивности (14,5%). В основном поле диаграммы отмечаются отдельные выходы осей Np , не образующие значительных концентраций. Максимум приурочен к краевой части диаграммы (рис. 13). Коэффициент анизотропии для оси Np = 0,677. Микроструктурный узор на диаграмме выходов оси Ng носит менее определенный характер. Выходы осей концентрируются преимущественно на двух участках проекции, образуя два максимума относительно невысокой интенсивности (4,84 и 6,45%). Между ними отмечаются менее значительные концентрации выходов оси Ng (3,2%). Коэффициент анизотропии для оси Ng = 0,48. Аналогичный микроструктурный рисунок представлен на диаграмме выходов оси Nm . Два сближенных максимума (6,45 и 4,84%) располагаются в той же части проекции, где сосредоточены выходы оси Ng . Наложение диаграмм для осей Ng и Nm выявляет отчетливый пояс с относительно равномерным распределением выходов этих осей, ортогональный максимуму на диаграмме выходов оси Np . Коэффициент анизотропии для оси Nm = 0,419.

Из анализа микроструктурных узоров ясно, что плоскость второго пинакоида — направление, в котором наиболее интенсивно осуществлялись дис-

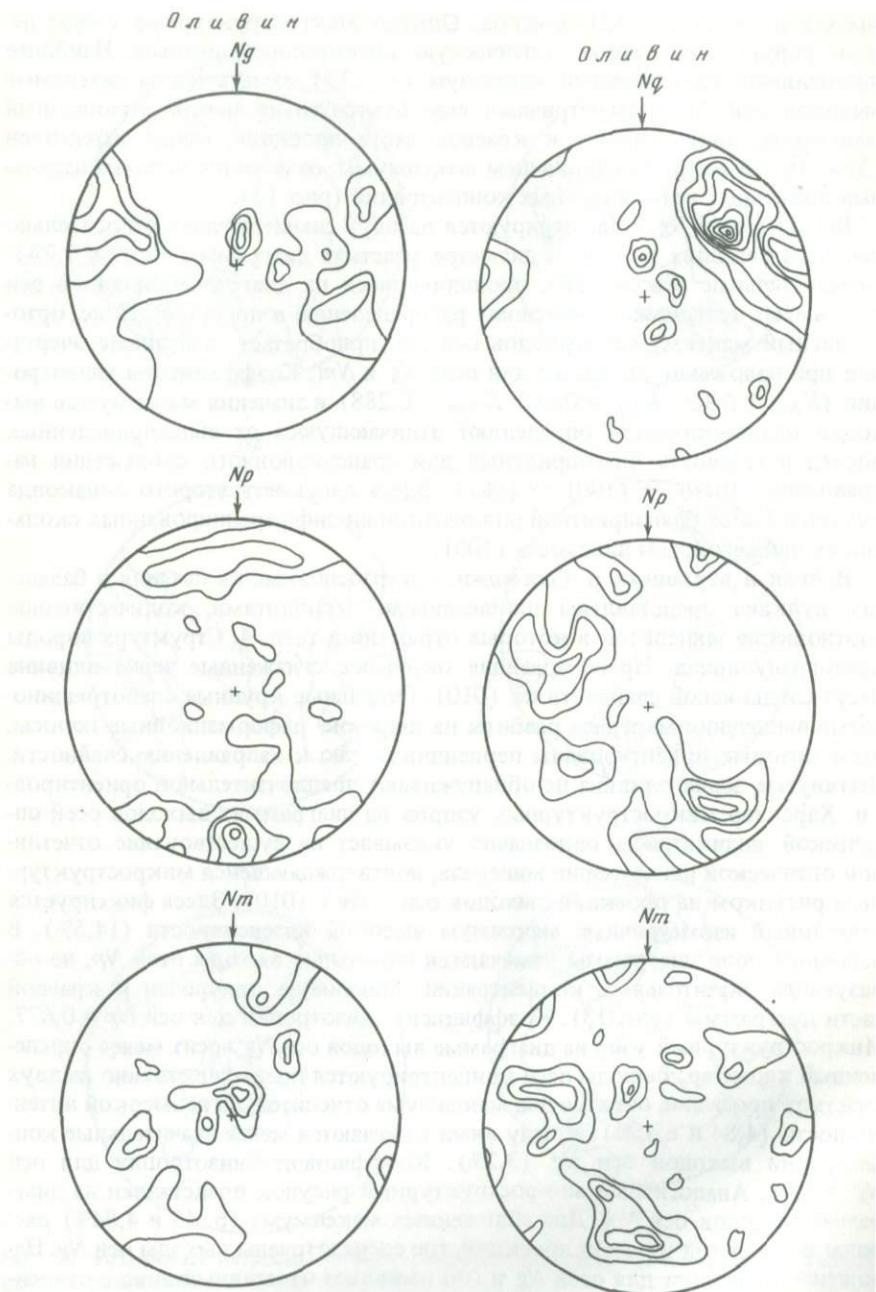


Рис. 12. Результаты петроструктурного изучения оливинов из ксенолитов Болоньского вулкана (объяснение см. в тексте)

Рис. 13. Результаты петроструктурного изучения оливинов из ксенолитов вулкана в верховьях р. Селемджи (объяснение см. в тексте)

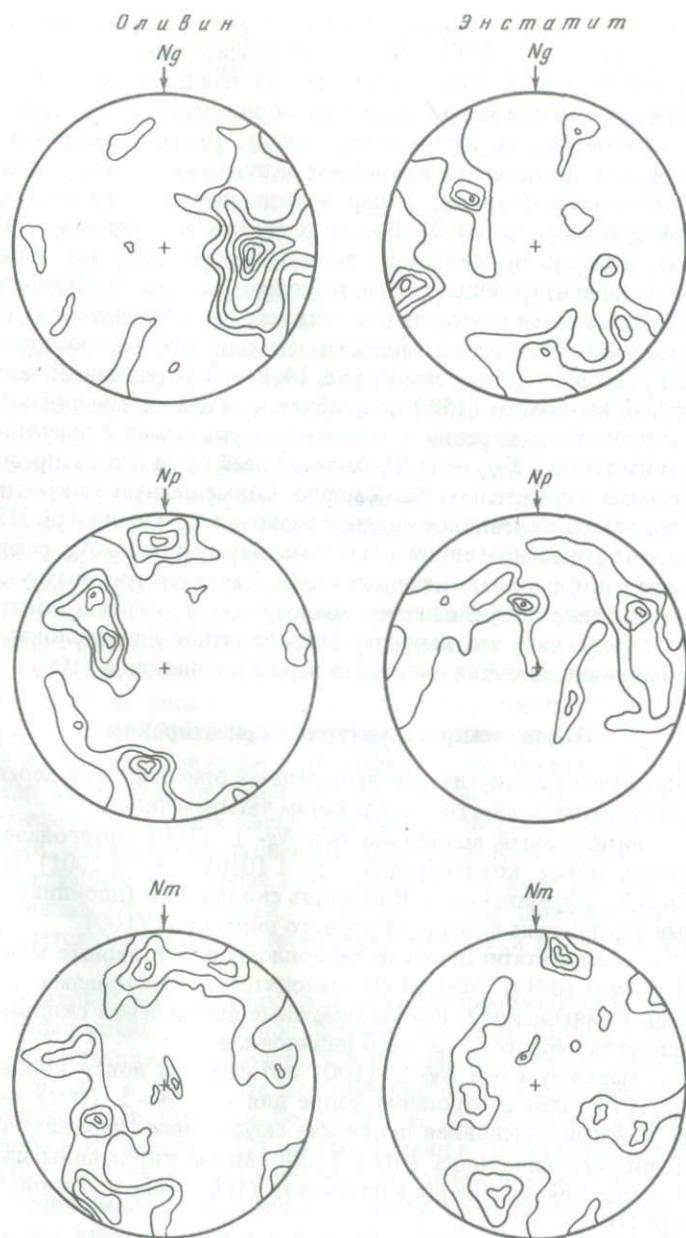


Рис. 14. Результаты петроструктурного изучения оливинов из ксенолитов Дурминского вулкана (объяснение см. в тексте)

локационные движения в оливине. Имеющие место дифференцированные движения в плоскостях (100) и (001) менее значительны.

Дурминский вулкан. Включения в базальтах представляют собой полно-кристаллические, неравномерно-зернистые образования. Структура породы панидиоморфно-зернистая (протогранулярная). Преобладающий в породе (50–60%) оливин представлен крупными округлыми сложно очерченными слаботрециноватыми зернами, обнаруживающими в отдельных случаях следы ясной спайности по (010). В чистых свежих выделениях минерала в скрещенных николях проявляется система деформационных двойников, швы которых ориентированы перпендикулярно спайности. Предпочтительная ориентировка зерен минерала отсутствует. Было произведено 60 замеров выходов осей оптической индикаторы оливина, микроструктурные узоры для которых представлены на рис. 14. Резко выраженный изометричный единичный максимум (15%) фиксируется на диаграмме для оси Ng . На высокую степень концентрации в максимуме указывает и значение коэффициента анизотропии $K_{Ng} = 0,70$. Выходы осей Np и Nm распределены в поле диаграммы относительно равномерно. Совмещенный микроструктурный узор показывает очевидное поясное расположение изолиний. Максимумы в поясе, ортогональном единичному максимуму для оси Ng , распределены равномерно и близки по интенсивности. Характер микроструктурных узоров, соотношение коэффициентов анизотропии и значений максимумов однозначно определяют, что наиболее благоприятной для дислокационных движений в оливине является плоскость первого пинакоида (100).

Анализ микроструктурных ориентировок

Все разнообразие статистически выявленных ориентировок зерен оливина в перволитах можно свести к следующим четырем типам.

I тип — интенсивный максимум оси $Ng \perp (100)$ ортогонален четко проявленному поясу концентраций $Np \perp (010)$, $Nm \perp (001)$ (вулканы Авача, Сверре, Дурминский). Плоскость скольжения (двойникования) в этом случае параллельна плоскости первого пинакоида (100).

II тип — среднестатистические равноплотностные парные максимумы $Ng \perp (100)$, $Nm \perp (001)$, $Np \perp (010)$ находятся в ортогональном положении (вулкан Свиягинский). Равновозможные направления скольжения лежат в плоскостях первого — третьего пинакоидов.

III тип — максимум оси $Ng \perp (100)$ ортогонален поясу концентраций оси $Np \perp (010)$ при изотропном узоре для оси $Nm \perp (001)$ (вулкан в верховых р. Анюй). Основная плоскость скольжения (двойникования) — плоскость второго пинакоида (010) [100]. Менее интенсивны дифференциальные скользящие движения в плоскости (100) при отсутствии таковых в плоскости (001).

IV тип — резко выраженный максимум оси $Np \perp (010)$ ортогонален отчетливо выдержанному поясу концентраций $Nm \perp (001)$ и $Ng \perp (100)$ (вулкан в верховых р. Селемджи, Болоньский вулкан).

Скользящие дифференциальные движения совершились преимущественно в плоскости второго пинакоида (100). Равноплотностные максимумы для осей Ng и Nm предполагают скольжение (двойникование) в равной мере в плоскости первого (100) и третьего (001) пинакоидов.

Возможные механизмы наведения предпочтительной ориентировки оливина

Анализ микроструктурных рисунков минералов ультраосновных включений свидетельствует о существовании отчетливой анизотропии внутреннего строения ксенолитов. Устойчивая однообразная ориентировка осей оптической индикатрисы может возникнуть при наличии динамических напряжений, приводящих к пластической деформации. Под воздействием внешних сил в кристаллическом веществе происходит внутренняя перестройка. Кристалл реагирует на изменение внешних условий скольжением по определенным плоскостям, вызывающим пластические деформации. В кристаллических породах основными механизмами пластической деформации минералов являются трансляционное и двойниковое скольжение [71]. В идеальном случае трансляционное скольжение представляет собой параллельное перемещение слоев кристаллической решетки вдоль одной неподвижной кристаллографической плоскости (плоскости скольжения) на величину, кратную параметру решетки, вследствие чего трансляционное скольжение не вызывает оптически видимых эффектов. Наличие устойчивой предпочтительной ориентировки зерен оливина в исследуемых лерцолитовых включениях при сохранении целостности большинства зерен и некоторой уплощенности их без разрыва сплошности позволяет считать трансляционное скольжение основным способом их деформации.

Постоянно отмечающиеся в крупных зернах оливина лерцолитов двойниковые полосы, цызы которых, как правило, ориентированы перпендикулярно спайности (010), позволяют предполагать другой механизм пластической деформации оливина – двойниковое скольжение. При двойниковании отдельные области кристалла приобретают новую, симметричную по отношению к остальной части кристалла ориентировку, вследствие чего двойники, как правило, различимы оптически. Компоненты двойника видны в кристаллах или зернах поликристаллов в виде плоскопараллельных или клиновидных прослоек. Решетка внутри двойникового образования является зеркальным отображением решетки в остальной части кристалла.

В оливинах исследуемых лерцолитов преобладающая ориентировка швов деформационных полос перпендикулярна направлению спайности (010). Это позволяет заключить, что кристаллы оливина приобретают блоковое строение в результате пластической деформации параллельно (010) с изломом слоев решетки по (100). К аналогичному выводу пришли К. Худоба и И. Фрехен [152], изучая оливин в ультраосновных включениях и породах гипербазитовых массивов. Исследование механизмов пластического течения минералов в каждом конкретном случае привлекает внимание потому, что позволяет получить информацию об условиях, при которых происходила деформация.

Петрографическое и петроструктурное изучение ультраосновных включений показывает существование двух способов пластической деформации – трансляционного и двойникового скольжения, имеющих неоднозначную функциональную нагрузку в породах различных регионов, что выражается в соотношении сдвойниковых и несдвойниковых зерен оливина в ксенолитах (при наличии однотипной внутренней ориентировки). Соотношение трансляционного скольжения и механического двойникова-

ния зависит главным образом от температуры. Ее возрастание усиливает деформации скольжения и препятствует процессу двойникования. Влияние температуры на эти процессы зависит от того, какой из пределов упругости будет быстрее снижаться с возрастанием температуры — предел упругости двойникования или скольжения [71]. Таким образом, соотношение количества сдвойниковых и несдвойниковых зерен оливина во включениях при наличии однообразной ориентировки зерен минералов может служить критерием для оценки относительной температуры формирования структуры лерцолитов, т.е. позволяет сравнить температурные условия формирования ксенолитов различных регионов.

Путем количественных подсчетов в шлифах ультраосновных включений нами установлено соотношение сдвойниковых и несдвойниковых зерен оливина (см. табл. 6), что позволило приблизенно наметить последовательность формирования структуры включений из разных районов по мере возрастания температуры: Авачинский вулкан (85%), вулкан Сверре (Шпицберген) (33,57%), Свиягинский вулкан (30,81%), вулкан в верховых р. Анюй (29,41%), проявление Дурмин (26,66%), Болоньский вулкан (15,38%), вулкан в верховых р. Селемджи (13,33%).

Выделенные типы оптических ориентировок оливина включений различаются главным образом по элементам системы скольжения (плоскость и направление), проявленным при пластической деформации. Эти элементы зависят от внутренней структуры кристаллической решетки анизотропных минералов. В большинстве природных кристаллов с простыми структурами плоскости скольжения параллельны плоским сеткам с максимальной ретикулярной плотностью атомов. Применительно к оливину (форстериту) наиболее благоприятной для реализации пластической деформации является плоскость второго пинакоида (010), параметры кристаллической решетки которой имеют значения $a_0 = 4,78$ и $c_0 = 6,00$. Направление скольжения, обычно совпадающее с наиболее плотным атомным рядом (a_0 в нашем случае), соответствует в оливине кристаллографическому направлению [100]-1 (100)-Ng. Эта система скольжения функционирует при наличии динамических напряжений в оливинах гипербазитовых массивов и ультраосновных включений в базальтах [152, 153]. Скользящие дифференциальные движения в плоскости (010) [100] определяют характер микроструктурных узоров ультраосновных включений, относящихся к IV типу (см. табл. 5, 7). Судя по экспериментальным данным (см. табл. 5), такая система скольжения реализуется при высоких температурах и давлениях ($T = 1000 \div 1300^\circ\text{C}$, $P = 3 \div 20$ кбар). Трансляционное скольжение в плоскости первого пинакоида (наиболее представительный I тип) осуществляется при более низких температурах — от 27 до 900°C — при давлениях 3–35 кбар. Характеризующие структурные диаграммы II и III типов равнодоступные максимумы для всех оптических осей оливина определяются, по-видимому, промежуточные $P-T$ условия становления структур лерцолитовых включений. С учетом этих данных может быть намечен также порядок расположения объектов с включениями, структура которых сформирована при возрастании температур: Авачинский вулкан → Свиягинский вулкан → вулкан Сверре → Дурминский вулкан → Анюйская группа вулканов → Болоньский вулкан → вулкан в верховых р. Селемджи. Таким образом, выделяются два ряда объектов с различающейся последовательностью

P-T условий становления структуры ультраосновных ксенолитов:

1-й ряд

Вулкан Авача
Вулкан Сверре
Вулкан Свиягинский
Анюйская группа вулканов
Вулкан Дурминский
Болоньский вулкан
Вулкан в верховьях р. Селемджи

2-й ряд

Вулкан Авача
Вулкан Свиягинский
Вулкан Сверре
Вулкан Дурминский
Анюйская группа вулканов
Болоньский вулкан
Вулкан в верховьях р. Селемджи

В основе выделения 1-го ряда лежит соотношение механизмов деформации в оливинах включений (см. табл. 6), прямо зависящее от температуры, при которой процессы деформации осуществлялись. Вторая последовательность основывается на характере микроструктурных узоров оливинов включений (см. табл. 7), а точнее, на выборе системы скольжения при пластических деформациях минерала, которая обусловлена *P-T* условиями процесса.

Подобие рядов, полученных в результате двух разных анализов, свидетельствует о существовании признака, общего для двух последовательностей, — относительной температуры становления структуры ксенолитов. При температурах до 900°C и давлениях 3–35 кбар (см. табл. 5) могли формироваться ксенолиты Авачинского вулкана. Образование ксенолитов других регионов, вероятно, происходило при более высоких температурах. К самым высокотемпературным ксенолитам (до 1300°C) принадлежат включения в лавах вулканов Болоньского и в верховьях р. Селемджи.

Ультраосновные включения из лав Авачинского вулкана представляют собой обломки залегающего на небольшой глубине интрузивного тела [9]. Для них присущи элементы катакластических структур: появление в оливинах мозаичного угасания и петельчатого строения, связанного с растрескиванием зерен в результате деформаций в твердом состоянии в условиях низких температур. Данные микроструктурного анализа гарцбургитов Авачинского вулкана также свидетельствуют об относительно низкой температуре становления их структуры.

Ультраосновные включения из неоген-четвертичных базальтов

Ультраосновные включения можно обнаружить практически в любой вулканической постройке региона, сложенной неоген-четвертичными щелочными базальтоидами. Однако наибольшее их число сосредоточено в двух зонах, одна из которых располагается вдоль бассейна р. Уссури, а вторая — вдоль главного Сихотэ-Алинского разлома (см. рис. 4). В большинстве указанных на схеме пунктов количество ксенолитов невелико, а наиболее распространенным типом являются шпинелевые перидотиты. Но отдельные вулканические постройки отличаются обилием и разнообразием ксенолитов (Анюйская группа вулканов).

Изучение петрографии и минералогии включений показывает, что, несмотря на колебания в минеральном составе пород, они отвечают лерцолитовому парагенезису. Ниже приводим результаты изучения минералов этих включений.

Оlivин — наиболее типичный минерал включений — характеризуется простым и относительно постоянным составом (табл. 8). Гистограммы

Таблица 8. Химический состав оливинов ультраосновных включений (в вес. %)

Компоненты	1 (2)	2 (2)	3 (6)	4 (5)	5 (8)
SiO ₂	39,69	39,81	41,23	41,40	41,52
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,49
Fe ₂ O ₃ +FeO	9,22	10,45	9,32	10,31	9,36
MnO	0,13	0,13	0,09	0,07	0,23
MgO	51,60	49,02	47,99	47,50	47,92
CaO	0,05	0,18	0,03	0,05	0,22
Na ₂ O	0,40	0,03	0,00	0,02	0,10
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Σ	100,1	99,63	98,82	99,36	99,98
Количество катионов в пересчете на 4 атома кислорода					
Si	0,970	1,068	1,106	1,111	1,114
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Al	0,000	0,000	0,001	0,000	0,015
Fe ³⁺ + Fe ²⁺	0,190	0,210	0,188	0,208	0,208
Mn	0,003	0,003	0,002	0,002	0,005
Mg	2,060	1,960	1,920	1,898	1,914
Ca	0,001	0,005	0,001	0,001	0,006
Na	0,021	0,002	0,000	0,001	0,005
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Σ	3,245	3,248	3,218	3,221	3,271

П р и м е ч а н и е. 1 – Болоньский вулкан; 2 – Синддинский вулкан; 3 – Ануйская группа вулканов; 4 – Дурминский вулкан; 5 – Свиягинский вулкан. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе "Самеса" (аналитик О.С. Хмельникова). В скобках – число анализов.

(рис. 15) построены по данным Е.П. Денисова [41] и других исследователей. Максимальные и минимальные содержания фаялитовой молекулы соответственно равны 13,6 и 7,6%. Содержания второстепенных компонентов TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O и K₂O ничтожно малы и находятся в пределах ошибки анализов.

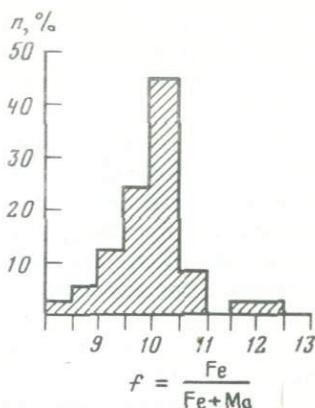
Преобладание форстеритового минала в оливинах включений подтверждается массовыми замерами угла оптических осей ($2V = +82 \div +86^\circ$). Для оливинов, входящих в состав ряда включений (Свиягинский вулкан, вулкан в верховьях р. Ануй, Дурминский вулкан), была установлена разновидность с повышенным содержанием железа ($2V = -72 \div -76^\circ$), что отвечает по диаграмме зависимости оптических свойств минерала от его состава в серии форстерит–фаялит [122] составу гиалосидерита с содержанием Fa до 49–45%. Зерна оливина с повышенным содержанием железа равномерно распределены в объеме включений. Размеры зерен той и другой разновидностей оливинов близки. В зернах высокомагнезиального оливина (Свиягинский вулкан) отсутствует или слабо проявлены дисперсная вкрапленность рудного минерала (Табл. I, в), широко развитая в зернах оливина с повышенным содержанием железа. Возможность существования оли-

Рис. 15. Гистограмма содержаний фаялитово-вой молекулы в оливинах

винов различного состава в ультраосновных включениях показана экспериментально [56]. Появление оливина другого состава объясняется эпитаксиальным ростом микролитов, затравкой для которых является зерно первичного оливина в условиях плавления ксенолитов в базальтовой магме. Размеры зерен оливина включений колеблются от 1–2 до 10–12 мм в попечнике. Большая часть зерен несет следы динамических напряжений в виде волнистого их погасания и механических двойников (Табл. I, г). Двойниковые швы ориентированы, как правило, по нормали к спайности (если она проявлена) или под небольшим углом к ней.

Отличительная черта оливинов из лерцолитов Свиягинского вулкана — постоянное присутствие в них тонкой вкрапленности рудного минерала. Подобная особенность отмечалась В.А. Кутолиным [80] для оливинов бартоуских включений (Забайкалье). Образование магнетита возможно при частичном окислении Fe^{2+} в составе оливина [60]. Этот процесс был воспроизведен экспериментально при искусственном нагревании оливина в атмосфере воздуха до температуры 1300°С [96]. Сходные условия, по-видимому, имели место при образовании вкрапленности магнетита в оливинах включений Свиягинского вулкана при эксплозивном извержении пирокластического материала, включающего большинство ксенолитов. Процесс окисления наиболее активно протекает в приграничных участках зерен оливина, постепенно захватывая всю их поверхность. Крупные трещинки являются, по-видимому, подводящим каналом реагентов окисления и, как правило, обрамлены широкой каймой магнетита. Замечательная способность вкраплений магнетита декорировать особенности строения зерен оливина позволяет наблюдать в шлифе деформационные структуры зерен, двойниковые швы, следы пластической деформации и т.д. (Табл. I, д). Следует заметить, что часть зерен в лерцолитах Свиягинского вулкана остается не затронутой процессом окисления, сохраняя чистоту и прозрачность. Характерно, что интенсивность окисления оливина не зависит от пространственного положения зерна во включении, т.е. от расстояния до контакта с вмещающим базальтом.

Влияние базальтового вещества выражается в образовании узкой зоны проплавления краевой части зерен оливина с проникновением в них коротких прожилков стекла и тонкой вкрапленности рудного минерала. В лерцолитах Болоньского вулкана оливин энергичнее реагирует с веществом базальта, что выражается в образовании агрегата мелких изометричных, плотно прилегающих друг к другу выделений вторичного оливина в яркой оранжево-красной рубашке гидроокислов железа. Промежутки между выделениями оливина выполнены чистым прозрачным стеклом. Часто процесс температурной коррозии распространяется не на все зерно минерала. В этом случае петельчатая структура проработанного участка посте-



пенно сменяется чистым полем зерна (Табл. I, e). Коррозионный процесс сопровождается частичным окислением Fe^{2+} в оливине с выделением мелких вкраплений магнетита на участках зерен, испытавших температурное воздействие.

Нередко межзерновое пространство включений выполняется прозрачным светло-бурым слаборакристаллизованным стеклом (Дурминский вулкан). Границы зерен оливина в этом случае приобретают нечеткие расплывчатые очертания, усложненные прожилками стекла, проникающими в зерна на небольшую глубину (Табл. II, a). Раздувы межзернового пространства с повышенной концентрацией стекла вызывают более энергичную проработку оливина на глубину, что приводит к обособлению отдельных изометрических участков минерала (мозаичная структура) (Табл. II, б).

Кристаллическая структура оливинов определяется изолированными SiO_4 тетраэдрами, связанными двухвалентными катионами в шестерной координации. Ионы железа и магния занимают две неэквивалентные октаэдрические позиции с искаженной симметрией, обозначаемые через M_1 и M_2 [18]. Неупорядоченным распределением ионов Fe^{2+} и Mg^{2+} по структурным положениям M_1 и M_2 в кристаллической решетке минерала считается такое распределение, при котором эти положения заняты в равных количествах указанными ионами в пределах ошибки конкретного эксперимента. При упорядоченном распределении ионы Fe^{2+} и Mg^{2+} занимают преимущественно одно из положений M_1 или M_2 .

В ранних работах [225] было показано, что при комнатной температуре квадрупольные дублеты ионов Fe^{2+} в двух неэквивалентных кристаллографических позициях в спектрах ЯГР оливинов не разрушаются. Поэтому невозможно было определить заселенность этих двух положений ионами железа. Только при температурах образцов 260 [88] и 310°C [222] удалось разложить высокоскоростную линию на две составляющие и определить степень упорядоченности ионов Fe^{2+} .

Анализ спектров ЯГР оливинов, прокаленных в течение двух недель при температуре 1000°C в одном случае и в течение 5 ч при температуре 1100°C – в другом, показал, что эти условия не изменяют величины упорядочения катионов железа, в то время как нагревание образцов в течение 5 ч при температуре 1150°C приводит к частичному разупорядочению катионов, а прокаливание выше 1200°C – к полному разупорядочению в распределении катионов по неэквивалентным положениям. На основе этих экспериментальных результатов авторами был сделан вывод о том, что температура замораживания катионного обмена в оливинах лежит в интервале 1100–1150°C [83]. Если порода, содержащая оливин, остывает медленно в указанном интервале температур, то возникает упорядоченное распределение железа по позициям M_1 и M_2 , отвечающее температуре замораживания катионного обмена. В случае "быстрого" остывания до температуры ниже 1100°C произойдет закалка неравновесного катионного соотношения и коэффициент распределения будет отвечать более высокой температуре – порядка 1200°C.

Было проведено сравнительное исследование оливинов двух типов включений: а) ультраосновных (в верховьях р. Анюй, Болоньский вулкан, Конгаровская трубка взрыва, Святгинский вулкан); б) троктолитовых (вулкан Ксудач, Камчатка).

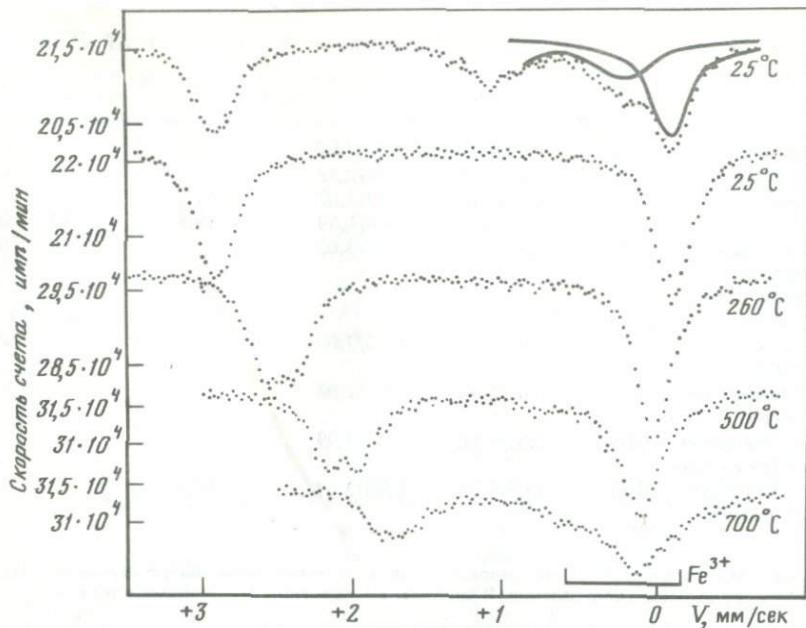


Рис. 16. Спектры ЯГР оливинов

Экспериментальные спектры оливинов при комнатной температуре представляют собой суперпозицию двух неразрешенных квадрупольных дублетов со средним квадрупольным расщеплением 3,00 мм/с, что характерно для образцов оливинов с небольшой железистостью. Дальнейший нагрев образца показал, что наилучшее разрешение высокоскоростной линии в спектре достигалось при температуре 500°С (рис. 16). Остальные образцы изучались при прогреве во время эксперимента до 500°С (табл. 9).

Анализ спектров показал, что в оливинах ультраосновных включений распределение ионов Fe^{2+} по положениям M_1 и M_2 близко к статистическому, что говорит о быстром (порядка нескольких часов) их охлаждении до температуры замораживания катионного обмена. Напротив, в оливине троктолитового включения (вулкан Кудач) наблюдается упорядоченное распределение ионов Fe^{2+} с преимущественным вхождением в положение M_2 . Это говорит о медленном (не менее нескольких суток) охлаждении оливина до температур замораживания катионного обмена, которые, по данным разных авторов, составляют 1100 [88] или 700°С [22].

Интересным является факт преимущественного вхождения ионов Fe^{2+} в положение M_2 в оливине троктолитового включения. Обычно отмечается обратное явление [88]. В единственной работе [222], подтверждающей этот результат, также отмечается факт преимущественного вхождения ионов Fe^{2+} в положение M_2 в оливинах вулканического происхождения в отличие от преимущественного заселения положения M_1 в оливинах плутонического происхождения. Таким образом, можно полагать, что оливины лерцолитовых включений от 1500°С и выше до температуры замораживания катионного обмена 1100°С и ниже охлаждались быстро,

Таблица 9. Параметры спектров ЯГР оливинов включений (в мм/с)

Оlivин	$T, {}^{\circ}\text{C}$	Fe^{2+}		$\text{Fe}^{2+} \text{ в } M_2, \%$	Fe^{3+}	
		δ	Δ		δ	Δ
Ануйская группа вул- канов	25	1,40/1,43	2,98/3,02	—	—	—
	260	1,19/1,33	2,38/2,53	—	—	—
	500	1,05/1,15	1,83/2,07	49,1	—	—
	700	0,88/0,99	1,46/1,69	49,5	0,22	0,60
	25	1,40/1,43	2,98/3,02	—	0,64	0,80
Ануйская группа вул- канов после прогрева						
Болоньский вулкан	500	1,06/1,12	1,83/2,09	50,1	—	—
Свиягинский вулкан	500	1,05/1,14	1,82/2,08	51,0	—	—
Кангаровская трубка взрыва	500	1,07/1,16	1,82/2,09	48,9	—	—
Вулкан Ксу- дач, Камчат- ка	500	1,07/1,16	1,83/2,07	57,0	—	—
Примечание. δ — изомерный сдвиг относительно нитропруссида натрия; Δ — квадрупольное расщепление. В числителе — значения M_1 , в знаменателе — M_2 .						

что может быть связано с достаточно быстрым подъемом включений от исходной глубины до поверхности. Оливины троктолитовых включений, судя по упорядоченному распределению Fe^{2+} , оставали медленно, что согласуется с представлениями о кристаллизации этих образований в близповерхностных магматических камерах непосредственно из расплава [27].

Имеющиеся экспериментальные данные по исследованию методом мессбауэровской спектрометрии оливинов лунных базальтов и метаморфического меланжа (Южный Атолл, Масачусетс) [146], оливинов серпентинизированного дунита из метаморфического пояса Центральной Японии, из метаморфического комплекса Хоккайдо, оливинов из оливинового базальта о-ва Мияке и оливинов дунитового включения в щелочном базальте о-ва Такахима [221] позволяют заключить, что существует зависимость между распределением ионов Fe^{2+} по неэквивалентным позициям M_1 и M_2 в оливине и происхождением оливинсодержащих пород (плутонических, вулканических, метаморфических). В оливинах из пород вулканического происхождения катионы железа предпочитают положение M_2 , а оливины из плутонических пород характеризуются преимущественным вхождением ионов Fe^{2+} в положении M_1 . По этому признаку ультраосновные включения, из которых анализировались оливины, могут быть отнесены к категории плутонических или метаморфических пород. Троктолитовые оливинсодержащие включения в базальтах островных дуг имеют вулканическое происхождение.

При исследовании упорядочения ионов Fe^{2+} в двух неэквивалентных положениях M_1 и M_2 в природных оливинах было замечено, что в одних случаях ион железа, который больше иона магния, предпочитает позицию

Таблица 10. Химический состав ортопироксенов ультраосновных включений (в вес.%)

Компоненты	1 (4)	2 (3)	3 (8)	4 (2)	5 (7)
SiO ₂	53,62	54,12	54,66	55,60	55,28
TiO ₂	0,20	0,13	0,22	0,10	0,12
Al ₂ O ₃	5,98	4,78	4,96	3,96	4,21
Fe ₂ O ₃ + FeO	6,07	7,10	6,18	6,07	5,35
MnO	0,16	0,14	0,14	0,14	0,10
MgO	30,82	32,79	31,36	32,01	33,32
CaO	0,80	0,81	0,76	0,86	0,48
Na ₂ O	0,14	0,19	0,17	0,10	0,19
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
Cr ₂ O ₃	0,32	0,00	0,42	0,53	0,22
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	98,11	100,61	99,87	99,37	99,82
Количество катионов в пересчете на 6 атомов кислорода					
Si	1,876	1,894	1,913	1,946	1,935
Ti	0,005	0,0034	0,0057	0,0026	0,003
Al	0,246	0,197	0,204	0,163	0,174
Fe ³⁺ + Fe ²⁺	0,160	0,187	0,163	0,160	0,154
Mn	0,005	0,004	0,004	0,004	0,003
Mg	1,610	1,709	1,634	1,668	1,736
Ca	0,030	0,030	0,028	0,032	0,018
Na	0,009	0,013	0,012	0,007	0,013
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Cr	0,008	0,000	0,012	0,015	0,006
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ	3,949	4,037	3,976	3,998	4,046

Примечание. 1 – Болоныский вулкан; 2 – Синдинский вулкан; 3 – Ануйская группа вулканов; 4 – Дурминский вулкан; 5 – Свиягинский вулкан. Анализы выполнены на рентгеновском микронализаторе "Самеса" (аналитик О.С. Хмельникова). В скобках – число анализов.

M_1 , размеры которой меньше, чем размеры позиции M_2 . Одни исследователи [88] объясняют это явление различным характером химических связей Fe \rightleftharpoons O в позициях M_1 и M_2 , другие [224] предполагают предпочтение позиции M_1 в форме Fe³⁺. В работе [224] эмпирически установлено, что предпочтение железом меньшего из двух октаэдрических узлов возрастает с увеличением температуры эксперимента, т.е. появляется возможность использования соотношения ионов Fe²⁺ в позициях M_1 и M_2 в качестве геотермометра. По этому признаку исследуемые оливины могут быть расположены в следующем порядке (по возрастанию температуры образования): вулкан Ксудач, Свиягинский вулкан, Болоныский вулкан, вулкан в верховьях р. Ануй, Кангровская трубка взрыва [1].

Ромбические пироксены исследуемых образцов представлены высокомагнезиальной разновидностью и характеризуются повышенными содержаниями глинозема, колебанием содержаний Na и Al (табл. 10). Согласно классификации Н.Л. Добрецова с соавт. [45], рассматриваемые пироксены относятся к алюмоэнстатитам и энстатитам.

Таблица 9. Параметры спектров ЯГР оливинов включенияй (в мм/с)

Оlivин	$T, {}^{\circ}\text{C}$	Fe^{2+}		$\text{Fe}^{2+} \text{ в } M_2, \%$	Fe^{3+}	
		δ	Δ		δ	Δ
Ануйская группа вул- канов	25	1,40/1,43	2,98/3,02	—	—	—
	260	1,19/1,33	2,38/2,53	—	—	—
	500	1,05/1,15	1,83/2,07	49,1	—	—
	700	0,88/0,99	1,46/1,69	49,5	0,22	0,60
	25	1,40/1,43	2,98/3,02	—	0,64	0,80
Ануйская группа вул- канов после прогрева						
Болоньский вулкан	500	1,06/1,12	1,83/2,09	50,1	—	—
Свиягинский вулкан	500	1,05/1,14	1,82/2,08	51,0	—	—
Кангаровская трубка взрыва	500	1,07/1,16	1,82/2,09	48,9	—	—
Вулкан Ксу- дач, Камчат- ка	500	1,07/1,16	1,83/2,07	57,0	—	—

П р и м е ч а н и е. δ — изомерный сдвиг относительно нитропруссида натрия;
 Δ — квадрупольное расщепление. В числителе — значения M_1 , в знаменателе — M_2 .

что может быть связано с достаточно быстрым подъемом включений от исходной глубины до поверхности. Оливины троктолитовых включений, судя по упорядоченному распределению Fe^{2+} , оставали медленно, что согласуется с представлениями о кристаллизации этих образований в близповерхностных магматических камерах непосредственно из расплава [27].

Имеющиеся экспериментальные данные по исследованию методом мессбауэровской спектрометрии оливинов лунных базальтов и метаморфического меланжа (Южный Атолл, Масачусетс) [146], оливинов серпентинизированного дунита из метаморфического пояса Центральной Японии, из метаморфического комплекса Хоккайдо, оливинов из оливинового базальта о-ва Мияке и оливинов дунитового включения в щелочном базальте о-ва Такахима [221] позволяют заключить, что существует зависимость между распределением ионов Fe^{2+} по неэквивалентным позициям M_1 и M_2 в оливине и происхождением оливинсодержащих пород (плутонических, вулканических, метаморфических). В оливинах из пород вулканического происхождения катионы железа предпочитают положение M_2 , а оливины из плутонических пород характеризуются преимущественным вхождением ионов Fe^{2+} в положении M_1 . По этому признаку ультраосновные включения, из которых анализировались оливины, могут быть отнесены к категории плутонических или метаморфических пород. Троктолитовые оливинсодержащие включения в базальтах островных дуг имеют вулканическое происхождение.

При исследовании упорядочения ионов Fe^{2+} в двух неэквивалентных положениях M_1 и M_2 в природных оливинах было замечено, что в одних случаях ион железа, который больше иона магния, предпочитает позицию

Таблица 10. Химический состав ортопироксенов ультраосновных включений (в вес.%)

Компоненты	1 (4)	2 (3)	3 (8)	4 (2)	5 (7)
SiO ₂	53,62	54,12	54,66	55,60	55,28
TiO ₂	0,20	0,13	0,22	0,10	0,12
Al ₂ O ₃	5,98	4,78	4,96	3,96	4,21
Fe ₂ O ₃ + FeO	6,07	7,10	6,18	6,07	5,35
MnO	0,16	0,14	0,14	0,14	0,10
MgO	30,82	32,79	31,36	32,01	33,32
CaO	0,80	0,81	0,76	0,86	0,48
Na ₂ O	0,14	0,19	0,17	0,10	0,19
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
Cr ₂ O ₃	0,32	0,00	0,42	0,53	0,22
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	98,11	100,61	99,87	99,37	99,82
Количество катионов в пересчете на 6 атомов кислорода					
Si	1,876	1,894	1,913	1,946	1,935
Ti	0,005	0,0034	0,0057	0,0026	0,003
Al	0,246	0,197	0,204	0,163	0,174
Fe ³⁺ + Fe ²⁺	0,160	0,187	0,163	0,160	0,154
Mn	0,005	0,004	0,004	0,004	0,003
Mg	1,610	1,709	1,634	1,668	1,736
Ca	0,030	0,030	0,028	0,032	0,018
Na	0,009	0,013	0,012	0,007	0,013
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Cr	0,008	0,000	0,012	0,015	0,006
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ	3,949	4,037	3,976	3,998	4,046

Примечание. 1 – Болоныский вулкан; 2 – Синдинский вулкан; 3 – Ануйская группа вулканов; 4 – Дурминский вулкан; 5 – Свиягинский вулкан. Анализы выполнены на рентгеновском микронализаторе "Самеса" (аналитик О.С. Хмельникова). В скобках – число анализов.

M_1 , размеры которой меньше, чем размеры позиции M_2 . Одни исследователи [88] объясняют это явление различным характером химических связей Fe \rightleftharpoons O в позициях M_1 и M_2 , другие [224] предполагают предпочтение позиции M_1 в форме Fe³⁺. В работе [224] эмпирически установлено, что предпочтение железом меньшего из двух октаэдрических узлов возрастает с увеличением температуры эксперимента, т.е. появляется возможность использования соотношения ионов Fe²⁺ в позициях M_1 и M_2 в качестве геотермометра. По этому признаку исследуемые оливины могут быть расположены в следующем порядке (по возрастанию температуры образования): вулкан Ксудач, Свиягинский вулкан, Болоныский вулкан, вулкан в верховьях р. Ануй, Кангровская трубка взрыва [1].

Ромбические пироксены исследуемых образцов представлены высокомагнезиальной разновидностью и характеризуются повышенными содержаниями глинозема, колебанием содержаний Na и Al (табл. 10). Согласно классификации Н.Л. Добрецова с соавт. [45], рассматриваемые пироксены относятся к алюмоэнстатитам и энстатитам.

Ромбический пироксен из неизмененных образцов включений, так же как и оливин, имеет очень свежий облик, для него характерен темно-зеленый цвет. Минерал выполняет до 30% объема включений. Округло-неправильной формы выделения ортопироксена (Табл. II, в) до 7–8 мм в попечнике, не отличаясь по величине от зерен оливина, равномерно распределяются по объему включений. Поверхности зерен ромбического пироксена несут следы совершенной спайности по (110), в разрезах по нормали к Ng наблюдаются две ортогональные системы спайности.

В отдельных зернах ортопироксена отмечаются полисинтетические двойники (Табл. II, г), проявляющиеся в виде неодновременно погасающих участков, границы которых подчеркиваются трещинками спайности (Табл. II, д).

На контакте минерала с базальтом образуется широкая реакционная кайма (Табл. II, д) из агрегата закономерно увеличивающихся к границе включения ксеноморфных зерен оливина, отделенных друг от друга бурым слабопросвевающим стеклом. В реакционной оторочке отмечается повышенная концентрация мелких вкраплений рудного минерала. В зернах ортопироксена внутри включения на удалении от базальта можно наблюдать, что краевые участки зерен минерала проплавлены, вследствие чего границы зерен на контакте с другими минералами размыты. Проплавление заключается в проникновении бесцветного изотропного стекла в краевую часть ортопироксена с обособлением изометрических сглаженных участков минерала, сохраняющих структуру и следы спайности основного зерна. Здесь же в краевой зоне минерала наблюдаются изометрические мелкие зерна оливина. Разложение ортопироксена с образованием вторичного оливина и стекла неоднократно описывалось в литературе [68, 81]. По мнению этих исследователей, оно связано с инконгруэнтным плавлением ортопироксена за счет термального воздействия базальтоидного расплава. Реакция воспроизведена экспериментально [220]. По данным [2], температура начала инконгруэнтного плавления ортопироксена включений Центральной Монголии и его смеси с базальтовым стеклом составляет 1290° С.

Моноклинные пироксены во включениях Сихотэ-Алиня представлены субкальциевыми авгитами по классификации Н.Л. Добрецова с соавт. [45]. Широкий интервал колебаний установлен для Al, Na, меньший – для Ca, Mg и незначительный – для железа (табл. 11). В шлифах клинопироксен включений легко опознается по бледно-зеленой неплеохроирующей окраске зерен. Содержание моноклинного пироксена в ксенолитах из базальтов колеблется в пределах 1–2% (Болоньский вулкан). Размеры его зерен неравномерные, они несколько меньше, чем для оливина и ромбического пироксена. Форма зерен округлая, изометричная с четкими границами, ясно выражена спайность по (110).

Вдоль контакта базальтов с зернами клинопироксена в последнем развивается кайма с проплавлением краевых участков зерен, теряющих правильные линейные очертания, и с образованием своеобразной петельчатой структуры (Табл. II, е). В отдельных случаях (вулкан в верховьях р. Аний) все выделения клинопироксена (не только на границе с базальтом) подвержены температурной коррозии, что выражается в развитии по зерну каплевидных прожилков прозрачного изотропного стекла, вследствие чего

Таблица 11. Химический состав клинопироксенов ультраосновных включений (в вес.%)

Компоненты	1 (3)	2 (3)	3 (6)	4 (3)	5 (16)
SiO ₂	51,82	51,89	51,48	52,0,5	51,34
TiO ₂	0,48	0,63	0,46	0,30	0,08
Al ₂ O ₃	7,50	4,19	7,02	5,35	5,80
Fe ₂ O ₃ + FeO	3,24	2,72	2,53	2,84	3,79
MnO	0,07	0,36	0,06	0,14	0,10
MgO	15,61	16,74	14,59	15,52	16,55
CaO	19,87	21,85	20,37	20,00	20,12
Na ₂ O	0,00	0,60	2,16	1,39	1,70
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,11
Cr ₂ O ₃	0,89	1,20	0,84	1,15	0,11
Σ	100,08	100,2	100,05	98,74	100,40
Количество катионов в пересчете на 6 атомов кислорода					
Si	1,840	1,842	1,828	1,848	1,823
Ti	0,013	0,017	0,012	0,008	0,002
Al	0,314	0,175	0,293	0,224	0,242
Fe ³⁺ + Fe ²⁺	0,086	0,073	0,067	0,076	0,101
Mn	0,002	0,011	0,002	0,004	0,003
Mg	0,825	0,885	0,771	0,820	0,875
Ca	0,756	0,831	0,775	0,761	0,765
Na	0,000	0,041	0,148	0,096	0,117
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005
Cr	0,025	0,034	0,024	0,032	0,020
Σ	3,861	3,910	3,920	3,869	3,953

П р и м е ч а н и е. 1 – Болоньский вулкан; 2 – Синдинский вулкан; 3 – Анюйская группа вулканов; 4 – Дурминский вулкан; 5 – Свиягинский вулкан. Анализы выполнены на рентгеновском микронализаторе "Самеса" (аналитик О.С. Хмельникова). В скобках – число анализов.

толщина среза меняется, определяя пеструю интерференционную окраску минерала. При полном проплавлении минерала (Табл. III, а) наблюдается только изотропное стекло.

Шпинель является постоянной акцессорной примесью ультраосновных включений (см. табл. 4) и образует ряд составов, особенности которых отражены в табл. 12. Все составы укладываются в ряд хромит (FeCr₂O₄) – шпинель (MgAl₂O₄). Цвет минерала, в значительной степени зависящий от химического состава, изменяется от бледно-зеленовато-бурого до насыщенного красно-бурового. Зерна шпинели непостоянного размера (0,2–5 мм) неравномерно распределены в объеме включений. Часто ее ксеноморфные выделения приурочены к границам зерен ортопироксенов (Табл. III, б) либо находятся в виде пойкилитовых вростков в них. Встречаются зерна шпинели с правильной кристаллографической огранкой. Углы между гранями составляют 65 и 115°. В отдельных зернах наблюдаются следы спайности в одном направлении (Табл. III, в).

Границы шпинели с зернами других минералов четкие. При интенсивной проработке вещества включений базальтовым расплавом (Дурминский

Таблица 12. Химический состав шпинелей ультраосновных включений

Компоненты	1	2	3	4	5	6
TiO ₂	0,113	0,120	0,102	0,125	0,117	0,155
Al ₂ O ₃	43,420	48,410	54,270	56,100	52,210	54,380
Cr ₂ O ₃	21,260	18,390	10,480	8,490	11,390	11,680
Fe ₂ O ₃	5,580	3,950	6,120	5,600	5,520	4,290
FeO	7,600	8,080	8,190	6,500	6,470	7,550
MnO	0,048	0,086	0,076	0,046	0,046	0,063
MgO	20,040	20,380	21,190	22,140	21,900	21,620
Σ	98,061	98,416	100,430	99,001	97,653	99,738
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	1,437	1,545	1,689	1,740	1,766	1,687
Cr	0,472	0,394	0,219	0,177	0,243	0,244
Fe ³⁺	0,120	0,080	0,120	0,105	0,105	0,085
Fe ²⁺	0,180	0,180	0,180	0,145	0,145	0,165
Mn	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	0,838	0,824	0,835	0,870	0,880	0,848
Σ	3,050	3,025	3,045	3,039	3,041	3,031

Примечание. 1 – Болоньский вулкан; 2, 3 – Синдинский вулкан; 4–9 – Ануйская группа вулканов; 10 – Дурминский вулкан; 11–13 – Свиягинский вулкан. Анализы выполнены на рентгеновском микронализаторе "Самеса" (аналитик О.С. Хмельникова).

вулкан) вокруг выделений шпинели сложной морфологии образуется мощная (до 0,5 см) контактовая реакционная зона с проникновением в межзерновое пространство базальтового стекла. Реакционная кайма заполнена округлыми мелкими зернами оливина и магнетитовыми скоплениями (Табл. III, д). Нарушенные зерна шпинели полностью отделены от зерен других минералов. Характер выделения шпинели позволяет предполагать наименьшую устойчивость этого минерала к воздействию расплава.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЮРСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ

Включения в вулканических породах геосинклиналей, генетически связанных с меймечит-пикритовыми комплексами, обнаружены в верхнем течении р. Ануй [103]. В верхнеюрских–нижнемеловых меланократовых щелочных базальтоидах (пикритах), образующих потоки в кремнисто-алевролитовой толще, встречены округлые, угловатые и резко удлиненные кристаллические включения размером 1–4 см. Большинство из них нацело замещено ассоциацией карбонат–хлорит–альбит. Спорадически встречается только моноклинный пироксен и хромшпинелид. С помощью микрозондового профилирования реликтов зерен клинопироксена было установлено отсутствие в них химической зональности; это характерно для минералов, содержащих как высокие, так и низкие концентрации натрия.

Моноклинный пироксен является умеренно железистым, бедным алю-

	7	8	9	10	11	12	13
TiO ₂	0,135	0,372	0,090	0,120	0,130	0,122	0,083
Al ₂ O ₃	54,030	56,640	46,490	54,270	58,720	55,980	56,330
Cr ₂ O ₃	11,500	8,460	21,310	9,470	6,940	9,280	8,760
Fe ₂ O ₃	3,670	0,490	0,000	5,380	0,980	3,860	2,450
FeO	8,250	13,020	12,150	6,220	12,130	7,030	8,930
MnO	0,097	0,165	0,200	0,052	0,140	0,052	0,069
MgO	21,720	17,880	17,300	21,970	18,160	21,170	20,810
Σ	99,402	97,027	97,540	97,482	97,200	97,494	97,432
Ti	0,001	0,008	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001
Al	1,683	1,820	1,524	1,716	1,843	1,765	1,763
Cr	0,239	0,177	0,469	0,201	0,139	0,175	0,174
Fe ³⁺	0,075	0,010	0,000	0,105	0,020	0,070	0,040
Fe ²⁺	0,185	0,290	0,283	0,140	0,270	0,160	0,200
Mn	0,001	0,003	0,004	0,001	0,003	0,001	0,001
Mg	0,855	0,708	0,716	0,876	0,721	0,844	0,824
Σ	3,038	3,016	2,998	3,040	2,998	3,017	3,003

Таблица 13. Химический состав минералов ультраосновных включений из юрских вулканических пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53,3	52,8	53,00	–	–	–
TiO ₂	0,33	0,39	0,41	0,10	0,07	0,10
Al ₂ O ₃	4,75	4,36	4,63	45,10	44,30	44,75
Cr ₂ O ₃	1,19	0,74	1,01	23,15	24,74	24,06
FeO	2,43	2,48	2,52	11,90	11,28	12,03
MnO	0,07	0,06	0,06	0,21	0,24	0,24
MgO	14,90	16,10	15,90	18,50	18,10	18,00
CaO	19,90	21,50	21,10	–	–	–
Na ₂ O	1,47	0,57	0,98	–	–	–
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	–	–	–
Σ	98,34	99,00	99,36	99,16	98,88	99,24

Примечание. 1–3 – клинопироксены; 4–6 – шпинели. Анализы выполнены на микроанализаторе "JX-5A". Аналитик В.М. Чубаров (ДВГИ).

Таблица 14. Химический состав (средний) пироксенов ультраосновных включений из неоген-четвертичных и юрских щелочных эффузивов

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	52,30	53,40	51,90	52,10
TiO ₂	0,41	0,08	0,49	0,58
Al ₂ O ₃	5,39	3,83	6,37	6,16
Cr ₂ O ₃	1,18	0,87	0,74	0,98
FeO	2,69	2,29	2,64	2,71
MnO	0,03	0,08	0,10	0,12
MgO	15,40	16,80	15,60	15,30
CaO	19,90	22,23	19,90	19,30
Na ₂ O	1,63	0,49	1,69	1,51
K ₂ O	—	—	—	—
Σ	100,08	99,99	99,38	98,64

Примечание. 1, 2 – пироксины из ксенолитов в юрских эффузивах (I тип – 20%, II тип – 80%); 3, 4 – пироксины из ксенолитов в неоген-четвертичных базальтах (I тип – 90%, II тип – 10%); см. текст. Анализы выполнены на микроанализаторе "JX-5A". Аналитик В.М.Чубаров (ДВГИ).

минием, с высоким содержанием хрома и, по классификации Н.Л.Добрэцова с соавт. [45], относится к субкальциевому диопсиду. По содержанию Na₂O выделяются две разновидности (табл. 13). Одна, преобладающая, является малонатриевой, другая представлена клинопироксеном с высоким содержанием Na₂O (до 1,63%), который по всем параметрам идентичен моноклинным пироксенам ультраосновных ксенолитов из неоген-четвертичных базальтов. Проведенные нами детальные исследования пироксенов показали, что если в пределах одного включения состав пироксенов постоянен и зерна их однородны, то вариации содержаний натрия в пироксенах различных включений значительны (табл. 14).

Шпинель в этих включениях характеризуется повышенными содержаниями FeCr₂O₄ и сопряженным характером изменений содержаний хрома и алюминия (см. табл. 13). По основным окислам (Cr₂O₃, Al₂O₃, MgO, FeO) рассматриваемые шпинели отличаются от разностей из ксенолитов в неоген-четвертичных базальтах (см. табл. 14).

Установленные химические особенности реликтов минералов ксенолитов однозначно свидетельствуют о лерцолитовом парагенезисе.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В БАЗАЛЬТОИДАХ

В щелочных базальтоидах различных (преимущественно кайнозойских) вулканических провинций земного шара встречаются включения мегакристаллов минералов, таких, как клино- и ортопироксены, гранаты, амфиболы, слюды, полевые шпаты, шпинель и др. Общими для них являются ассоциации с основными и ультраосновными ксенолитами, значительные размеры, высокая химическая гомогенность и неравновесные отношения с вмещающими породами. Перечисленные свойства минералов мегакристовой группы наряду с особенностями их химического состава резко отличают их от обычных минералов-вкраепленников, кристаллизующихся из базальтоидных расплавов в близповерхностных условиях, и от породообразующих минералов ультраосновных включений. Экспериментальное моделирование базальтоидных систем показывает возможность выделения в близликовидусных областях минералов мегакристовой ассоциации в широком интервале давлений и температур [167, 177, 230]. Все это послужило основанием для отнесения мегакристаллов к наиболее ранним кристаллическим фазам (интрапетиуритические минералы), отделившимся от щелочно-базальтоидных расплавов на больших глубинах [68, 70, 80, 177].

К мегакристаллам мы относим также ассоциацию оливин + хромшпинелид, встречающуюся в виде вкраепленников в ультраосновных субвулканических породах. Меймечиты, например, являются массивными крупнопорфировыми породами, состоящими из вкраепленников оливина, погруженных в различной степени раскристаллизованную основную массу. Эти породы можно рассматривать как систему двух неравновесных между собой парагенезисов — вкраепленников и основной массы. Первый из них представлен оливином с размером зерен 2 см и хромшпинелидом. Химическая гомогенность, значительные размеры и неравновесные отношения с вмещающей массой позволяют отнести этот минеральный парагенезис к мегакристаллам.

Вышеперечисленные особенности минералов мегакристовой ассоциации делают их важным источником информации об условиях и этапах эволюции основных и ультраосновных расплавов от областей генерации и до становления магматических тел; особенности структуры и химии этих образований являются прямым отражением режима глубинного минералообразования. Существует еще один аспект изучения мегакристаллов, который пока не нашел должного отражения в петрологической литературе. На всех этапах развития магматической системы от ее подъема и до полной раскристаллизации происходит выделение из расплавов растворенных в них летучих компонентов. Начало дегазации и ее динамика зависят от концентрации этих компонентов в магме и от их летучести. Мегакристаллы, являясь наиболее ранними минеральными фазами, кристаллизующимися из расплавов, часто захватывают включения сжиженных газов [15], которые несут информацию об изменениях флюидного режима развивающихся магматических систем.

Ниже приведены результаты комплексного изучения некоторых мегакристаллов из неоген-четвертичных и юрских щелочных базальтоидов юга Дальнего Востока [39, 63, 104], а также минералов меймечитов.

КЛИНОПИРОКСЕН

Мегакристаллы клинопироксена достаточно широко представлены в породах кайнозойской щелочно-базальтоидной провинции Дальнего Востока [39, 63, 104], где они встречаются вместе с включениями шпинелевых перidotитов и с другими представителями мегакристовой ассоциации (плагиоклаз, шпинель) в базальтоидах Охотско-Чукотского вулканического пояса и различных регионов юга Приморья, Северного Сихотэ-Алиня (Анюйская группа вулканов) и вулканических построек Нижнего Амура. Мегакристаллы клинопироксена обнаружены в покровах и пирокластике (Анюйская группа вулканов), некках, экструзиях (район г. Лесозаводска, р. Большая Уссури), что свидетельствует об отсутствии избирательной приуроченности мегакристаллов к определенным фазам внедрения базальтовых магм.

Клинопироксены представлены крупными одиночными кристаллами призматического габитуса. В ряде случаев наблюдаются сростки этого минерала со шпинелью и плагиоклазом. Кристаллы достигают 6–7 см в длину, но обычно (в лавовых потоках) они встречаются в виде угловатых или округлых более мелких выделений. Минерал макроскопически черный со стекловатым блеском, в шлифах зеленый, прозрачный, без плеохроизма. На контакте мегакристаллов или их фрагментов с базальтом всегда наблюдаются реакционные каймы, свидетельствующие о неравновесности смещающим базальтоидным расплавом. Как правило, зерна клинопироксена окружены зоной "губчатого" пироксена, т.е. келифитовой оторочек (Табл. III, *e*). Иногда эти реакционные зоны прослеживаются и внутри минерала по трещинам. Большая интенсивность изменения отражает увеличение степени плавления мегакристалла по всему объему с последующей перекристаллизацией. Считается, что степень изменения мегакристаллов зависит от скорости подъема магмы [70]. Кристаллы бывают разбиты системой трещин, очень редко в них присутствуют следы пластических деформаций (Табл. IV, *a*). Микрозондовое профилирование в различных частях мегакристаллов показало их высокую химическую гомогенность, что с учетом размеров свидетельствует о длительных и стабильных условиях кристаллизации.

В табл. 15 приведены химические составы клинопироксенов из базальтов Северного Сихотэ-Алиня и других районов Дальнего Востока [39, 63]. Для сравнения в табл. 16 приведены данные о составах подобных мегакристаллов из некоторых регионов земного шара (Монголия, Забайкалье, Австрия). Согласно классификации Н.Л.Добрецова с соавт. [45], рассматриваемые разности относятся к субкальциевым авгитам, но отличаются от обычных авгитовых вкрашенников и клинопироксенов ультраосновных ксенолитов более высоким содержанием Al_2O_3 и рядом других параметров.

Физические и химические особенности исследованных мегакристаллов клинопироксенов, условия нахождения их в щелочных базальтоидах Дальнего Востока сближают их с аналогичными образованиями других регионов земного шара [68, 81, 176].

На рис. 17 в координатах $Ca-Mg-Fe$, $Al^{VI}-Na$, $Al^{IV}-f$, $Al^{VI}/Al^{IV}-f$ показано положение рассматриваемых клинопироксенов по отношению к подобным минералам других регионов. Изученные разновидности характери-

Таблица 15. Химический состав мегакристаллов клинопироксена из кайнозойских щелочных базальтоидов Дальнего Востока

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,78	49,50	49,54	48,07	46,56	48,38	48,52
TiO ₂	0,83	1,37	1,37	1,72	0,70	1,42	1,42
Al ₂ O ₃	8,29	8,28	8,29	9,59	9,01	11,11	9,46
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3,37	5,80	2,79	3,69
MnO	0,20	—	—	0,014	0,34	—	—
FeO	5,21	6,04	6,10	5,42	5,74	3,76	3,81
Cr ₂ O ₃	0,18	0,17	0,17	0,14	0,25	0,13	0,13
MgO	14,99	13,72	13,64	11,96	17,69	13,62	14,30
CaO	20,02	19,64	19,65	17,95	13,41	16,35	17,17
Na ₂ O	0,84	0,82	1,00	1,58	0,81	1,14	1,62
K ₂ O	—	—	—	0,17	0,13	0,21	Сл.
Σ	100,34	99,54	99,76	99,98	100,44	98,91	100,06

П р и м е ч а н и е. 1–3 – клинопироксены из базальтов Анюйской группы вулканов; FeO – как суммарное железо. Анализы выполнены на микронализаторе "JX-5A". Аналитик И.М.Романенко (ДВГИ). 4–6 – из [39], 7 – из [63].

зуются низкой железистостью $\Sigma\text{Fe}/\Sigma\text{Fe} + \text{Mg}$ и высоким содержанием кальция. На этих диаграммах отчетливо видно различие между пироксенами-вкрашенниками в щелочных базальтоидах и пироксенами мегакристаллов по содержанию большинства элементов, что позволяет выделять высокоалюминиевые авгитовые мегакристаллы как фазы относительно более высокого давления по сравнению с фазами низкого давления (пироксенами-вкрашенниками).

В связи с происхождением подобных образований возникают вопросы о степени их родства с вмещающими базальтами и о термодинамических условиях их кристаллизации. Вопрос о том, являются ли мегакристаллы клинопироксенов чуждыми вмещающим базальтам или это родственные образования, вынесенные на дневную поверхность с больших глубин, в настоящее время решается на основании комплекса данных в пользу второго предположения. В работе, посвященной изучению кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии и их глубинным включениям, показана корреляция состава мегакристаллов и вмещающих пород [68]. Мегакристаллы клинопироксенов из щелочных базальтов калиевой провинции, обогащенных кальцием и глиноземом, обнаруживают тенденцию к более высоким содержаниям Ca и Al по сравнению с подобными образованиями из натриевых базальтоидов, т.е. "в различных петрохимических сериях базальтов Монголии установлены различные по составу мегакристаллов ассоциации" [68]. Имеются и другие доказательства, основанные на близком соотношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во вмещающих щелочных базальтах Австралии и мегакристаллах, содержащихся в них; эти соотношения отличаются от таковых изотопов стронция в ксенолитах [227]. Вместе с тем в ряде случаев установлены различия в изотопном составе стронция мегакристаллов клинопироксенов и вмещающих базальтов (см. гл. 5).

Таблица 16. Химический состав мегакристаллов – клинопироксенов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	
SiO ₂	49,45	48,56	51,26	50,09	51,06	52,04	
TiO ₂	1,95	1,54	1,43	1,19	1,21	0,41	
Al ₂ O ₃	9,14	8,68	8,10	8,48	8,03	6,96	
Cr ₂ O ₃	–	–	0,06	–	0,01	0,16	
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	
FeO	10,16	9,12	7,59	9,18	9,12	7,94	
MnO	0,11	0,08	0,14	0,12	0,13	0,10	
MgO	9,71	12,26	13,51	12,06	12,40	16,29	
CaO	17,31	16,01	16,41	16,02	15,29	14,29	
Na ₂ O	2,95	2,33	2,41	2,32	2,43	1,56	
K ₂ O	–	0,02	0,34	–	–	0,13	
H ₂ O	–	–	–	–	–	–	
H ₂ O ⁺	–	–	–	–	–	–	
Σ	100,59	98,59	101,21	99,47	99,71	99,89	

Примечание. Анализы 1–6 – из [68], 7–9 – из [70], 10–13 – из [176].

Одним из первых вопросов о происхождении гигантских кристаллов клинопироксенов в базальтах рассмотрел Х.Куно [182], который предположил, что эти минералы кристаллизовались из базальтоидного расплава при повышенном давлении. При экспериментальном изучении базальтоидов [147, 167, 177] было установлено, что клинопироксены сходного с мегакристаллами состава являются близзливвидусными фазами, образующимися при давлении от 10 до 20 кбар как в сухих условиях, так и в присутствии различных количеств воды и углекислоты.

Результаты последующих экспериментов Томпсона [230] по кристаллизации базальтоидов, которые проводились не на простых смесях, а на образцах пород базальтоидов различного состава, иллюстрируются диаграммами на рис. 18. Анализ этих результатов показывает, что: а) содержание жадеита ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) и чермакита ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) увеличивается с повышением давления и температуры, за исключением некоторых опытов, где из-за широкого развития твердых растворов образуются субкальциевые пироксены; б) при экстраполяции линий ликвидуса в область низких давлений (при 1 атм) из разных расплавов образуются пироксены, почти не содержащие жадеит, но с широкими вариациями содержаний чермакитовой молекулы; в) одним и тем же значениям давления или температуры соответствуют разные по составу пироксены. Понижение температуры при постоянном давлении (а именно такие условия наиболее вероятны при кристаллизации мегакристаллов) влияет на состав пироксенов следующим образом: если пироксены образуются совместно с гранатом, количество жадеитовой молекулы повышается, а чермакитовой – понижается; при отсутствии граната содержания той или другой молекулы увеличиваются.

Природные образцы клинопироксенов, ассоциирующих с гранатом, шпинелью и другими минералами, испытывают существенные колебания

	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	48,44	51,10	48,71	49,9	50,9	47,9	51,6
TiO ₂	1,14	0,63	2,11	0,91	0,88	2,0	1,3
Al ₂ O ₃	8,72	8,60	5,07	8,6	7,5	9,9	5,7
Cr ₂ O ₃	–	–	–	0,05	0,06	0,04	0,05
Fe ₂ O ₃	2,82	1,56	3,16	–	–	–	–
FeO	6,38	6,11	7,05	7,1	7,7	8,8	8,7
MnO	0,28	0,22	0,13	0,15	0,15	0,14	0,15
MgO	14,52	17,64	12,92	16,0	16,6	12,3	12,5
CaO	14,62	13,36	19,43	16,0	15,3	17,1	17,4
Na ₂ O	1,80	1,62	0,76	1,3	1,3	2,3	2,7
K ₂ O	0,11	–	0,25	–	–	–	–
H ₂ O	0,71	0,30	0,06	–	–	–	–
H ₂ O ⁺	0,12	–	1,07	–	–	–	–
Σ	99,67	100,84	100,72	100,0	100,4	100,4	100,1

химического состава. Однако из сравнения их с экспериментально полученными следует, что первые все же имеют более ограниченное поле составов. Это, вероятно, может свидетельствовать об образовании природных мегакристаллов клинопироксенов в более узких пределах температуры и давления, чем в условиях опытов. Как следует из рис. 19, линия, пересекающая оси координат (23% жадеита, 25% чермакита), разделяет пироксены на сосуществующие с гранатом и без него. Средние линии составов природных клинопироксенов по направлению изменчивости (см. рис. 19) разделяются на две группы, приблизительно ортогональные друг другу и субпараллельные таким же направлениям для синтезированных разностей. Для пироксенов, существующих с гранатом, а также со шпинелью, средняя линия составов субпараллельна линии падения температуры при постоянном давлении.

Экспериментальные данные показывают, что наиболее важным фактором, влияющим на состав пироксенов, образованных в широком интервале температур и давлений, является состав расплава. Давление и температура существенно сказываются на составах клинопироксенов, кристаллизующихся из расплава одного состава, что позволяет оценивать физико-химические условия выделения мегакристаллов из базальтоидных расплавов близкого состава.

Была предпринята попытка оценить условия кристаллизации мегакристаллов на основании законов термодинамики [136]. Этими исследователями были рассмотрены $P-T$ условия равновесия позднеплейстоценовых и современных лав из Сан-Кантин (Калифорния) с найденными в них перцолитовыми ксенолитами и мегакристаллами авгита и андезина. Щелочные базальты с нормативным нефелином, по-видимому, находились в равновесии с перцолитовыми ксенолитами при давлениях 27,5–31,6 кбар и температу-

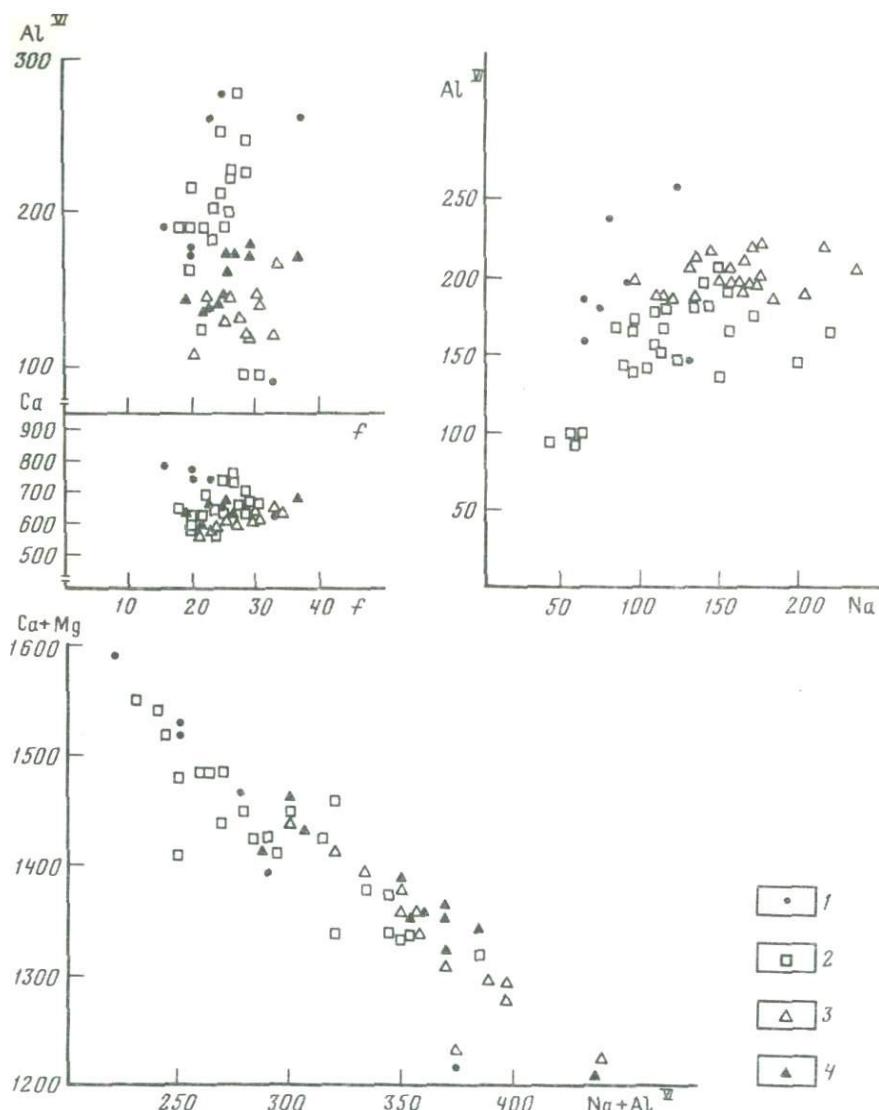


Рис. 17. Соотношения $\text{Al}^{\text{VI}} - f$; $\text{Ca} - f$; $\text{Ca} + \text{Mg} - \text{Na} + \text{Al}^{\text{VI}}$; $\text{Al}^{\text{VI}} - \text{Na}$ в моноклинных пироксенах

1 — данные авторов; 2 — из [176]; 3, 4 — из [68]

рах 1330–1410°С. Однако доказательства равновесия на глубине между магмами и ксенолитами пока неубедительны, и расчеты показывают лишь возможность равновесия при этих условиях. Значительно более достоверны полученные $P-T$ условия равновесия базальтоидных расплавов с мегакристаллами авгита и андезина: $P = 10,5$ кбар и $T = 1035–1130$ °С. Вместе с тем не следует забывать, что любые результаты экспериментальных и теорети-

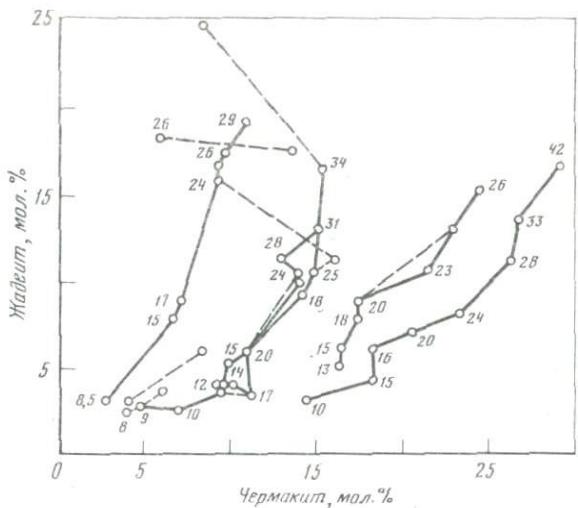


Рис. 18. Соотношение жадеитовой и чермакитовой молекул в клинопироксенах по [230]

Сплошные линии обозначают близзиквидусные направления, штриховые – линии падения температуры при постоянном давлении. Кристаллизационное давление (в кбар) приведено около каждого пироксена

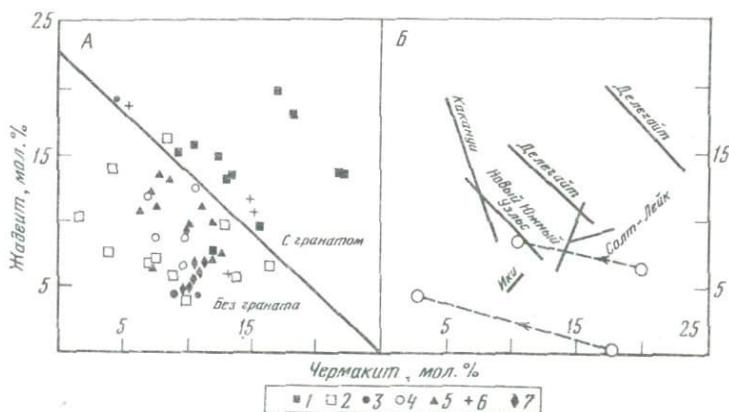


Рис. 19. Диаграмма жадеит–чермакит для природных Ca-пироксенов, образующих мегакристаллы, по [230]. Содержание жадеита рассчитано при условии отсутствия Fe_2O_3

А. Место взятия: 1 – Делегайт, Австралия; 2 – Эйфель, ГДР; 3 – Какани, Новая Зеландия; 4 – Гранд-Каньон, США; 5 – Новый Южный Уэльс, Австралия; 6 – кратер Солт-Лейк, Гавайи; 7 – Ики, Япония. Б. Сплошные линии – средние линии для точек, приведенных в А; штриховые линии соединяют ассоциирующие Ca-пироксены и гранаты при постоянном давлении и падающей температуре (стрелки указывают направление падения)

ческих исследований указывают лишь на вероятные условия кристаллизации.

С целью получения конкретной информации о $P-T$ условиях кристаллизации изучаемых мегакристаллов клинопироксена нами были проведены термобарогеохимические исследования расплавных и флюидных включе-

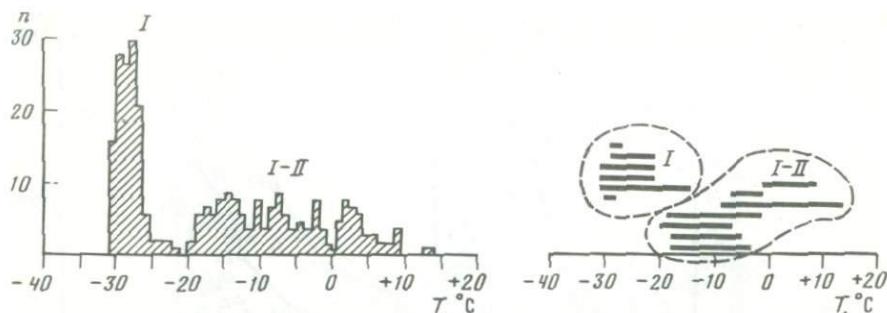


Рис. 20. Гистограмма $T_{\text{гом}}$ первичных (I) и первично-вторичных включений (I-II) углекислотных включений в мегакристаллах клинопироксена из базальтов Ануйской группы вулканов

n — число замеров

Рис. 21. Диаграмма разбросов $T_{\text{гом}}$ в отдельных зонах и группах первичных (I) и первично-вторичных (I-II) углекислотных включений в мегакристаллах клинопироксена из базальтов Ануйской группы вулканов

ний, встречающихся в них. Как уже отмечалось, мегакристаллы клинопироксена служат "консерватами" минералообразующей среды в условиях начала кристаллизации (первичные включения), в процессе подъема и эволюции магматической системы (первично-вторичные включения), а также в процессе постмагматических изменений пород и минералов (вторичные включения). Путем изучения флюидных включений предполагалось: а) оценить глубины, на которых происходит дегазация магм и кристаллизация первых высокобарических минеральных фаз; б) получить сведения о поведении флюида и определить его состав в процессе подъема базальтоидного расплава.

Мегакристаллы клинопироксена не подвергались низкотемпературным изменениям, что обусловило прозрачность образцов и удобство работы с ними в термо- и криокамерах. Обнаруженные в них флюидные включения содержат сжиженную углекислоту, которая диагностируется по температуре трехфазового равновесия ($-56,6^{\circ}\text{C}$), кроме того, присутствуют первичные и вторичные включения частично раскристаллизованных расплавов и водных растворов; последние трассируют позднейшие трещины в кристаллах.

В мегакристаллах Ануйской группы вулканов обнаружено небольшое количество зональных, хорошо ограниченных первичных включений углекислоты (Табл. IV, б). Все остальные углекислотные включения являются, в соответствии с классификацией Н.П. Ермакова и Ю.А. Долгова [51], первично-вторичными (Табл. IV, в). Температуры их гомогенизации вынесены на гистограмму (рис. 20), где по горизонтальной оси отложена $T_{\text{гом}}$, а по вертикальной — число исследованных включений. На гистограмме четко выделяются два интервала $T_{\text{гом}}$: от -22 до -31°C и от $+13$ до -20°C . В низкотемпературный интервал входят $T_{\text{гом}}$ первичных, а в высокотемпературный — первично-вторичных включений. Разобщенность этих интервалов подтверждается анализом графика (рис. 21), где в виде сплошных горизонтальных линий показан разброс значений $T_{\text{гом}}$ в отдельных зонах.

Вокруг первичных и некоторых первично-вторичных углекислотных включений обычен ореол мелких включений или отходящие от стенок вакуолей микротрешины, что свидетельствует об их аномальности, т.е. разгерметизации и разуплотнении при спаде давления. Однако степень разуплотнения углекислоты во включениях была, по-видимому, невелика, так как более мелкие дочерние включения, соседствующие с аномальными в одних зонах, имеют сходную с ними плотность. Их температуры гомогенизации всего на 2–3°С ниже, чем в аномальных. Судя по температуре оттаивания углекислотных включений, почти всегда близкой к –56,6°С, в них присутствует практически чистая углекислота.

В этих же мегакристаллах обнаружены цепочки вторичных стекловатых (расплавных) включений с газовым пузырьком. Криометрия показала наличие в нем низкоплотного водно-углекислотного флюида. Гомогенизация расплавных включений происходит в пределах 1250°С.

В мегакристаллах клинопироксена из неоген-четвертичных щелочных базальтов Нижнего Амура обнаружены первичные и первично-вторичные частично раскристаллизованные включения расплавов (Табл. IV, 2). В газовой фазе этих включений наблюдается каемка жидкого CO₂, которая гомогенизируется в газ при нагревании выше 31,5°С, а полная их гомогенизация происходит при 1430°С. При этом большая часть их разгерметизируется при нагревании до 1350°С из-за высоких внутренних давлений флюида. Вторичные стекловатые включения гомогенизируются при 1220–1260°С. Эти данные позволяют считать, что температура базальтового расплава, при которой происходило формирование мегакристаллов, соответствует 1430°С, понижаясь в близповерхностных условиях до 1250°С. При температуре 1430°С в первичных включениях (уд. объем CO₂ 0,97–0,93 см³/г) развивается давление 10,8–11,9 кбар. В более поздних первично-вторичных включениях (уд. объем CO₂ 1,17–0,97 см³/г) при температуре 1250°С давление изменяется от 6,0 до 9,5 кбар. Таким образом, образование изученных мегакристаллов клинопироксена происходит при давлении флюида около 11 кбар. Близкие значения параметров включений высокоплотной углекислоты установлены в клинопироксенах из щелочных базальтоидов Сахары [193]. Наличие в изученных мегакристаллах первичных расплавных включений однозначно указывает на их кристаллизацию из высокотемпературных магматических расплавов.

ШПИНЕЛЬ

По сравнению с мегакристаллами клинопироксена шпинель – относительно редкий минерал не только в кайнозойских щелочных базальтоидах Дальнего Востока, но и в других вулканических провинциях земного шара [139, 165, 223]. Имеется упоминание о черной непрозрачной шпинели в базальтах Приморья [39]. Находки мегакристаллов шпинели представляют собой интерес при решении вопросов глубинной петрологии, поскольку этот минерал относится к числу бароильных и несет информацию о глубинах раннего фракционирования щелочно-базальтоидных расплавов.

Шпинели, обнаруженные в плотных базальтоидных лавах Аниской группы вулканов, представлены одиночными кристаллами или их сростками с клинопироксеном и плагиоклазом. Размеры кристаллов существенно

Таблица 17. Состав мегакристаллов шпинели из неоген-четвертичных базальтов Анийской группы вулканов

Компоненты	1	2	3	4
TiO ₂	0,42	0,41	0,46	0,44
Al ₂ O ₃	62,54	62,49	61,83	62,44
Cr ₂ O ₃	0,35	0,38	0,20	0,20
FeO	17,85	17,75	18,13	18,75
MnO	0,21	0,20	0,18	0,19
MgO	18,02	17,22	17,98	18,37
Σ	99,39	98,45	98,78	100,39
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	1,90	1,92	1,91	1,88
Cr	0,01	0,01	0,005	0,005
Fe ²⁺	(0,30)	(0,30)	(0,30)	(0,31)
Fe ^{2+общ}	0,38	0,39	0,40	0,40
Fe ³⁺	(0,09)	(0,10)	(0,11)	(0,10)
Mn	0,005	0,005	0,005	0,005
Mg	0,69	0,67	0,70	0,70
Σ	2,995	3,005	3,03	3,00

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на микроанализаторе "Самеса" (аналитик О.С.Хмельникова); соотношение закисного и окисного железа определялось с помощью ЯГР-спектроскопии. 1–4 — пробы из одного участка.

варьируют, наиболее крупные индивиды достигают 4 см. Минерал макроскопически черный, блеск стеклянный, в шлифах просвечивает и имеет темно-зеленый цвет. Кристаллы пронизаны сложной системой трещин, залеченных разнообразными стекловатыми и флюидными включениями.

Судя по химическим анализам шпинелей, приведенным в табл. 17, рассматриваемые минералы, согласно классификации У.А.Дира с соавт. [43], относятся к собственно шпинелям со значительной примесью герцинита и магнезиоферрита. Состав рассматриваемых минералов хорошо описывается системой MgAl₂O₄—FeAl₂O₄—MgFe³⁺O₄.

Как видно из рис. 22, где показано поле составов бесхромистых шпинелей, встречающихся в качестве мегакристаллов в базальтоидах [139, 165, 223], и положение составов изученных разностей, поля составов шпинелей мегакристаллов из различных районов земного шара образуют довольно компактную группу, причем шпинели из базальтоидов Дальнего Востока являются наиболее магнезиальными и содержат высокие концентрации алюминия. Рассматриваемая группа шпинелей характеризуется следующими химическими особенностями: а) между Ti и Fe³⁺ наблюдается положительная корреляция; б) содержания Mg и Fe²⁺ колеблются в широких пределах, а содержание Fe³⁺ изменяется в небольших пределах; в) между Mg и Al существует устойчивая положительная корреляция. Выявленные взаимоотношения между элементами в мегакристаллах шпинели позволяют рассматривать их как твердый раствор со следующими возможными типами

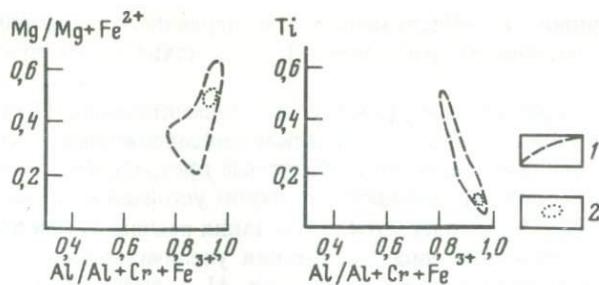


Рис. 22. Поле составов мегакристаллов бесхромовых шпинелей в координатах $Ti / Al + Cr + Fe^{3+}$, $Mg / Mg + Fe^{2+} - Al / Al + Cr + Fe^{3+}$

1 – поле составов шпинелей из [139, 165, 223 и др.]; 2 – поле составов шпинелей из базальтов Аянской группы вулканов

ми изоморфизма: $Mg^{2+} \leftrightarrow Fe^{2+}$, $Ti^{4+} + Fe^{2+} \rightarrow 2Al$, $Fe^{3+} \leftrightarrow Al$. Основными минералами данных шпинелей являются $MgAl_2O_4$, $Fe^{2+}Al_2O_4$, Fe_3O_4 , $Fe_2^{2+}TiO_4$.

Ранее для определенных типов минералов группы шпинели нами установлены закономерные вариации химических составов, получившие название "ликвидусный тренд" [102]. Его особенностью является отрицательная корреляция содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 при незначительном изменении $MgO / \Sigma FeO +$ постоянная примесь Fe_2O_3 . Примерами парагенезисов, в которых составы шпинелей образуют подобные тренд, являются дуниты альпинотипных перидотитов. На продолжении вариационных полей ликвидусного тренда располагаются точки составов шпинелей, встречающихся как мегакристаллы в щелочных базальтах. Повышенные содержания Ti^{4+} и Fe^{3+} в таких шпинелях показывают переход основного тренда с ликвидусного на температурный.

Рассмотрим вероятные условия образования этих минералов. Исходя из типа вмещающих пород и сравнения с минералами различных фаций глубинности, было высказано предположение, что кристаллизация шпинелей из щелочно-базальтоидных расплавов контролируется дефицитом кремнезема в условиях высоких давлений [140]. Анализ вариаций химических составов подтверждает их магматическую природу. Согласно экспериментальным данным [36], кристаллизация шпинели из базальтового расплава ограничена значениями температуры $1300^{\circ}C$ и давления 18 кбар. Анализ более поздних экспериментальных работ позволил Дж. Синтону [223] предположить, что шпинели с высоким содержанием алюминия кристаллизуются при давлении ~ 10 кбар.

В отдельных обломках мегакристаллов шпинели, а также в разностях, образующих сростки с клинопироксеном и плагиоклазом, нами изучены первичные и первично-вторичные включения сжиженной углекислоты (Табл. IV, д). Все они частично разгерметизированы. По плотности углекислоты, наполняющей вакуоли, можно выделить две ее разновидности: плотную с $T_{\text{гом}} CO_2$ от -21 до $-27^{\circ}C$ ($V_{\text{уд}} CO_2$ от $0,97$ до $0,94 \text{ см}^3/\text{г}$) и малоплотную с $T_{\text{гом}} CO_2$ от $+23$ до $+28^{\circ}C$ ($V_{\text{уд}} CO_2$ от $1,35$ до $1,69 \text{ см}^3/\text{г}$). При температуре $1360^{\circ}C$ (гомогенизация расплавных включений в плагиоклазе из сростков) в первых развиваются давления порядка

11 кбар. В шпинелях обнаружены также первичные, первично-вторичные и вторичные включения расплавов (в силу технических причин они не изучались).

Результаты теоретических [236] и экспериментальных [184, 185, 234] исследований показывают, что в алюминийсодержащих расплавах при высоких давлениях происходят структурные превращения, которые могут существенным образом повлиять на поля устойчивости образующихся минеральных фаз. Предполагается, что в таких расплавах при высоких давлениях координационное число алюминия увеличивается с 4 до 6. Этот эффект подобен увеличению содержания Al в октаздрической позиции шпинели [223]. Было установлено критическое изменение вязкости в жадеитовых и альбитовых расплавах, наступавшее при давлениях 7,5–10 и 12–15 кбар соответственно [184, 185]. Наличие связей (Si, Al)–O–(Al, Si) в жадеитовом расплаве, установленное методом ИК-спектрометрии, получило подтверждение данными измерения вязкости этого расплава, которые показывают, что координационное положение алюминия меняется от Al^{IV} к Al^{VI} при давлении выше 10 кбар и температуре $\sim 1350^\circ\text{C}$.

Элементарная ячейка минералов группы шпинели содержит 32 иона кислорода и 24 катиона, 8 из которых имеют четверную координацию (положение A), а 16 – шестерную (положение B) [43]. Для этих минералов установлены два структурных типа, различающихся распределением катионов между положениями A и B; они названы нормальными и обращенными шпинелями. При общей формуле $\text{R}_8^{2+}\text{R}_{16}^{3+}\text{O}_{32}$ этим структурным типам свойствен следующий характер распределения катионов: в нормальной шпинели 8R^{2+} занимают положение A, а 16R^{3+} – положение B; в обращенной шпинели 8R^{3+} занимают положение A, а $8\text{R}^{3+} + 8\text{R}^{2+}$ – положение B. К нормальным шпинелям относятся герцинит ($\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$), ганит (ZnAl_2O_4), собственно шпинель (MgAl_2O_4), а к обращенным – магнезиоферрит ($\text{MgFe}_2^{3+}\text{O}_4$), магнетит (Fe_3O_4) и др.

С помощью ЯГР-спектроскопии в ряде работ было показано, что в шпинелях катионное распределение меняется в зависимости от температуры кристаллизации и последующей термообработки [85]. Медленное охлаждение повышает степень обращенности шпинели. По изменению катионного распределения в зависимости от термообработки была определена энергия, необходимая для перехода иона из B- в A-подрешетку (0,19 эВ). В этих экспериментах было также установлено, что с ростом температуры закалки в спектрах ЯГР шпинелей происходит уширение мёссбауэровских линий, вызванное локальными вариациями распределения разновалентных катионов по A- и B-узлам. Ионное распределение зависит от температуры, причем температура начала ионной миграции составляет около 500°C .

Нами было предпринято изучение распределения ионов двух- и трехвалентного железа по различным структурным положениям в мегакристаллах шпинели с помощью ядерного гамма-резонанса. Спектры ЯГР шпинели представляют собой суперпозицию двух дублетов квадрупольного расщепления (рис. 23) с параметрами $\delta = 1,25 \pm 0,01$ мм/с, $\Delta = 1,15 \pm 0,02$ мм/с, $\Gamma = 0,76 \pm 0,02$ мм/с, что соответствует ионам Fe^{2+} в A-подрешетке, и $\delta = 0,61 \pm 0,01$ мм/с, $\Delta = 0,80 \pm 0,02$ мм/с, $\Gamma = 0,46 \pm 0,02$ мм/с, что соответствует ионам Fe^{3+} в B-подрешетке. Ионов Fe^{3+} в A-позиции не обнаружено, так как в этом случае в спектре наблюдался бы еще один дублет

$N \cdot 10^{-3}$, имп/кан.

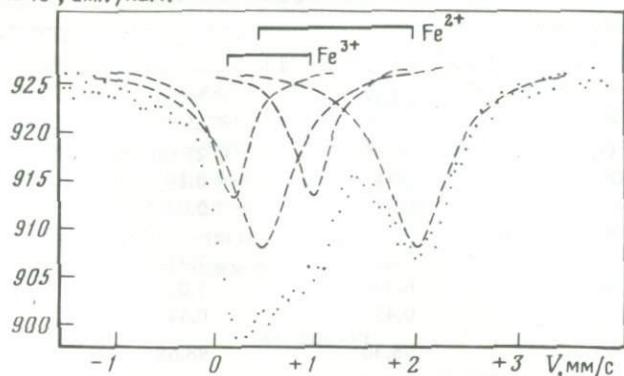


Рис. 23. Спектры ЯГР мегакристаллов шпинели (объяснение см. в тексте)

квадрупольного расщепления с параметрами $\delta = 1,68$ м/с, $\Delta = 2,76$ мм/с [232]. Таким образом, исследовавшийся образец представляет собой шпинель с нормальным катионным распределением. Кристаллохимическая формула, по данным табл. 17, следующая: $(\text{Mg}_{0,7}\text{Fe}_{0,3}^{2+})(\text{Fe}_{0,1}^{3+}\text{Al}_{1,9})_2\text{O}_4$.

Аномально широкая ширина линии ионов Fe позволяет заключить, что эти шпинели являются высокотемпературными фазами, закаленными резким охлаждением и поэтому сохранившими кристаллохимические соотношения, ставшиеся в период образования кристаллов. Это заключение имеет непосредственное отношение к вопросу о соответствии наблюдаемых структурных характеристик глубинного вещества с возможными физическими и химическими законами глубинного минералообразования.

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклазы, так же как и шпинели, принадлежат к числу редко встречающихся в щелочных базальтах минералов; более часты находки мегакристаллов калий-натриевых полевых шпатов (санидина, анортоклаза). В пределах Северного Сихотэ-Алиня мегакристаллы плагиоклаза обнаружены в пористых разновидностях базальтоидных лав Анюйской группы вулканов и в пирокластических шлаковых выбросах Синдинского вулкана.

Рассматриваемые мегакристаллы представляют собой крупные беловато-серые полупрозрачные индивиды размером до 3 см. Для них характерны округлые и овальные формы вследствие корродирующего влияния базальтоидной магмы. Отчетливая реакционная кайма не обнаружена. Иногда вдоль границ зерен или по трещинам наблюдаются следы частичного плавления, продуктом которого является бесцветное стекло.

Судя по химическим составам плагиоклазов, представленным в табл. 18, рассматриваемые мегакристаллы относятся к андезину. По составу и структурным признакам они сопоставимы с крупными кристаллами плагиоклазов из щелочных базальтов Японии [133], базальтов США [138], базальтофенолитовой серии Нигерии [241] и других регионов и рассматриваются как фазы высокого давления, кристаллизующиеся из базальтового расплава в условиях верхней мантии или границы кора-мантия. Укажем на не-

Таблица 18. Химические составы мегакристаллов плагиоклаза из неогена-четвертичных базальтов

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	57,68	57,21	58,03
TiO ₂	—	—	—
Al ₂ O ₃	25,60	25,68	25,37
FeO	0,18	0,16	0,16
MnO	0,03	0,02	0,03
MgO	—	—	—
CaO	7,40	7,41	7,45
Na ₂ O	6,96	7,02	6,91
K ₂	0,45	0,44	0,45
Σ	98,30	98,68	99,08

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на микроанализаторе "Самеса" (аналитик О.С. Хмельникова). 1,2 – Ангийская группа вулканов; 3 – Синдинский вулкан.

которые факты, подтверждающие их глубинное происхождение. Мегакристаллы плагиоклаза в щелочных базальтоидах обычно более натриевые, чем ассоциирующие с ними фенокристаллы. Хотя имеющиеся экспериментальные данные изучения базальтоидных систем [36, 62] дают ограниченную информацию о кристаллизации плагиоклазов на ликвидусе при высоких P и T , все же некоторые из них заслуживают внимания. С повышением давления ликвидусный (или близкотекущий) плагиоклаз становится все более натриевым. Показано, что при плавлении эклогита ($T = 1175^{\circ}\text{C}$, $P = 10$ кбар) в ликвидусной области присутствует ассоциация андезина и клинопироксена [62]. И наконец, термодинамические расчеты, приведенные в работе [136], показывают, что кристаллизация андезина в базальтах из Сан-Кантин (Калифорния) проходила при $T \sim 7035 \pm 1130^{\circ}\text{C}$ и $P \sim 10,5$ кбар. Несмотря на имеющиеся факты, свидетельствующие об интрапеллурической кристаллизации натриевого плагиоклаза, решение проблемы генезиса этого минерала, так же как аортоклаза и санидина, усложняется следующим обстоятельством: с термодинамической точки зрения трудно ожидать появления из расплава кристаллической фазы, менее плотной, чем сам расплав при умеренном содержании в нем флюидной фазы. Исходя из сопоставления плотностей полевых шпатов (аортоклаза) и расплава с меняющейся расчетной плотностью, аортоклаз может кристаллизоваться из магмы примерно трахиандезитового состава [151]. Поэтому некоторые исследователи [70] полагают, что мегакристаллы полевых шпатов не являются продуктом кристаллизации вмещающей магмы, а заимствованы из более высоких уровней частично закристаллизованного и в значительной степени дифференцированного магматического резервуара при подъеме новых порций более основного расплава. Однако в этих построениях также многое остается неясным, в частности отсутствуют продукты кристаллизации так называемых исходных расплавов – трахиандезиты. Необходимо также иметь в виду, что щелочно-базальтовые магмы на уровнях предполагаемой кристаллизации мегакристаллов содержат значительные количества растворенных углекислоты и воды (см. разд. 4.1),

поэтому плотность таких систем должна в значительной мере понижаться по отношению к плотности сухих расплавов.

В мегакристаллах плагиоклаза, образующего самостоятельные индивиды и сростки со шпинелью и клинопироксеном, проведено термобарогеохимическое изучение расплавных и флюидных включений. Начало плавления первичных зональных расплавных включений соответствует 1050°C , а полная гомогенизация наступает при 1360°C . Все первичные и первично-вторичные углекислотные включения, как и в случае с мегакристаллами шпинели, разделяются по плотности на две группы: высокоплотную ($V_{\text{уд}} \text{CO}_2$ от 0,57 до $0,94 \text{ cm}^3/\text{г}$) и низкоплотную ($V_{\text{уд}} \text{CO}_2$ от 1,35 до $1,60 \text{ cm}^3/\text{г}$). Давление, рассчитанное по этим включениям, достигает значения 11 кбар.

АМФИБОЛ

Мегакристаллы амфибала в ассоциации с измененными ксенолитами ультраосновных пород обнаружены в юрских щелочных базальтоидах, представленных массивными лавовыми потоками. Находки этого минерала на Северном Сихотэ-Алине зафиксированы только в базальтоидах среднего течения р. Аниой (Главный Сихотэ-Алинский антиклиниорий), хотя не исключено их нахождение в подобных вмещающих эфузивах других участков региона, поскольку такие базальтоиды широко развиты в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области. Находки амфибала обычно носят спорадический характер, однако в ряде случаев базальтоиды оказываются насыщенными кристаллами амфибала или их обломками.

Минералы типа керсугита или паргасита, спорадически встречающиеся в виде отдельных крупных кристаллов в базальтоидах или как составной элемент ультраосновных ксенолитов, широко распространены в океанических областях, островных дугах, складчатых областях и рифтовых зонах [44].

Амфибол, образующий обособленные кристаллы значительных размеров спайности (до 5 см и более), имеет призматический габитус, совершенную спайность по (110). Макроскопический цвет минерала черный, в шлифах плеохроирует в коричневатых тонах. На границе мегакристаллов с вмещающей породой образуется зона, состоящая из зерен клинопироксена и биотита, размеры которых соизмеримы с подобными минералами, образующими фенокристаллы во вмещающих эфузивах. Ориентировка минералов в таких зонах совпадает с директивными направлениями мегакристалла амфибала.

В отличие от мелких, неоднородных и зональных фенокристаллов клинопироксена для мегакристаллов амфибала характерна высокая химическая гомогенность, что подтверждается изучением штифов и микрозондовым профилированием кристаллов (или их фрагментов).

В табл. 19 приведены химические анализы амфиболов, которые, согласно классификациям У. Дири с соавт. [43] и В. Лике [186], относятся к керсугитам. Содержание в них Ti (молекулярные количества) не менее 0,50, величина отношения $\text{Mg/Mg} + \Sigma \text{Fe}$ находится вблизи 60 или больше, что подтверждает правильность отнесения этих минералов к керсугитам. Отношение $\text{Fe}^{2+}/\Sigma \text{Fe} \sim 0,70$, определенное с помощью ядерной гамма-резонансной спектроскопии, свидетельствует о слабой окисленности образцов.

Таблица 19. Химический состав мегакристаллов амфибола из юрских базальтов Сихотэ-Алинской складчатой области

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	38,05	39,01	39,43
TiO ₂	4,35	3,94	4,06
Al ₂ O ₃	13,68	13,03	12,76
FeO	12,81	12,74	12,73
MnO	0,17	0,18	0,17
MgO	11,65	11,39	11,40
CaO	10,05	10,47	10,51
Na ₂ O	2,86	2,80	2,82
K ₂ O	2,03	1,94	2,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01
Σ	95,67	96,21	96,83

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на микронализаторе "Сапеса". Аналитик Е.Е. Абрамова (ИГЕМ). 1–3 – пробы из одного участка.

Эта информация в дальнейшем будет использована при обсуждении флюидного режима базальтоидных магм.

В изученных базальтоидах, содержащих мегакристаллы амфибола, фенокристаллы представлены клинопироксеном и биотитом, что не дает возможности провести сравнение химических составов амфиболов, образовавшихся из одной магмы при различных давлениях и температурах. В тех случаях, когда это возможно, оказывается, что амфибол основной массы богаче Fe, Ti, Mn и беднее Mg, K [14].

Оценка физико-химических условий образования мегакристаллов амфибола менее определенна, чем мегакристаллов клинопироксена. Как показано в [138, 141], содержания Al^{V1} и K в керситах могут служить индикаторами давления. Для керситов, образовавшихся при высоких давлениях, нижний предел Al^{V1} равен или выше 0,3 атома на формульную единицу. Такие оценки позволяют отличить глубинные образования от менее глубинных, как, например, это сделано для керситов из неогеновых и четвертичных базальтов Байкальской рифтовой системы [70].

Экспериментальное изучение базальтовых составов с водой показало изменение состава кальциевых амфиболов в зависимости от температуры и давления [177]. Однако очень сложно определить $P-T$ условия образования кальциевых амфиболов, главным образом давление, используя лишь их химический состав. При изучении фазовых равновесий в базальтовых расплавах при давлении воды несколько ниже, чем общее давление [174], было установлено, что амфиболы находятся в равновесии с расплавом при $T=970^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар, $T=1025^{\circ}\text{C}$ и $P=5$ кбар, $T=1060^{\circ}\text{C}$ и $P=8$ кбар. С возрастанием давления в амфиболах увеличивается содержание Al^{V1}+Ti; при 8 кбар и 1050°C появляются амфиболы, аналогичные по своим химическим свойствам керситу, встречающемуся в различных парагенетических ассоциациях в базальтоидах.

С целью получения конкретных параметров кристаллизации амфибола

были исследованы содержащиеся в нем раскристаллизованные включения (флюидных включений не обнаружено). Криометрическое изучение газовой фазы в крупных раскристаллизованных включениях показало, что в ее составе отсутствуют углекислота и вода. Этот факт можно было бы интерпретировать как следствие общей недонасыщенности флюидом расплава, из которого кристаллизовался керсунит. Тогда наличие пустых полостей в раскристаллизованных включениях можно объяснить усадочным эффектом. Однако это вряд ли соответствует действительности, поскольку в основной массе базальтоидов присутствует значительное количество биотита, содержащего воду. Вполне вероятно, что захваченная во включениях вода в дальнейшем диффундировала из них в структуру амфиболя. В любом случае имеющийся материал говорит в пользу того, что вода, растворенная в расплаве в форме гидроокислов, вошла в структуру амфиболя, а углекислота, вероятно, отсутствовала в расплаве.

ОЛИВИН, ХРОМШПИНЕЛИДЫ

Оливин (98–99% объема данного парагенезиса) встречается в виде крупных слабооплавленных кристаллов призматического габитуса. Преобладающий размер зерен оливина 0,5–0,8 см, но встречаются и более крупные разности – до 2 см. Мелкие угловатые зерна, имеющие такой же химический состав, являются, по-видимому, обломками более крупных кристаллов. Для этого минерала характерны разнообразные типы включений: первичные частично раскристаллизованные и стекловатые включения и вторичные газово-жидкие включения, трассирующие плоскости трещин; встречаются и монокристаллические включения хромшипинелидов, которые, как и первичные раскристаллизованные включения, распределены хаотично по всему объему кристаллов. Рассматриваемые оливины всегда в той или иной степени серпентинизированы вплоть до полных по ним псевдоморфоз.

Минералы представлены высокомагнезиальной разновидностью с железистостью $f \sim 12\%$. Большинство анализируемых зерен химически однородно. По содержанию главных и многих второстепенных элементов (Al,

Таблица 20. Химический состав оливинос из меймечитов Сихотэ-Алинской складчатой области

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	39,74	40,32	39,37	40,50	40,10
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	–	–
Al ₂ O ₃	–	0,05	0,05	0,05	0,02
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	–
FeO	13,07	11,57	12,62	12,70	12,60
MnO	0,17	0,17	0,18	0,20	0,13
MgO	46,44	47,65	46,51	46,50	46,60
CaO	0,23	0,19	0,32	0,31	0,40
Σ	99,74	99,98	99,09	100,26	99,89

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на микронализаторе "JX-5A" (аналитик И.Г. Романенко, ДВГИ). 1–3 – Катэнский массив; 5, 6 – Анойский массив.

Cr) они сопоставимы с подобными минералами меймечитов других регионов Советского Союза (табл. 20).

Хромшпинелиды в подавляющем большинстве случаев образуют мелкие (0,2 мм и меньше), округло-изометричные, со следами огранки включения в зернах оливина. Значительно реже встречаются самостоятельные ксеноморфные вкрапленники.

Полученные с помощью рентгеноспектрального микроанализатора данные о химическом составе хромшпинелидов показывают высокие содержания Cr_2O_3 , TiO_2 и низкие, близкие к постоянным содержания Al_2O_3 (табл. 21). Состав анализируемых образцов из меймечитов Северного Сихотэ-Алиня значительно отличается от аналогичных минералов меймечитов Сибирской платформы, Камчатки и коматитов Канады (см. табл. 21). Химические составы исследованных нами хромшпинелидов характеризуются более высокими значениями Al_2O_3 (за исключением коматитов) и более низкими — Cr_2O_3 . Соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} определялось расчетным путем исходя из типовой кристаллохимической формулы, поэтому сравнение по этим катионам несет элемент неопределенности. Вместе с тем отчетливо вырисовывается различие в величинах $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$, причем хромшпинелиды меймечитов характеризуются наиболее высокими значениями этого отношения, что может свидетельствовать о более низкой фугитивности кислорода ($f\text{O}_2$).

Полученные данные в совокупности с данными других исследователей [6, 25, 110] позволяют выделить следующие особенности составов хромшпинелидов из меймечитов: а) высокое содержание хрома, окисного железа и титана, причем между хромом и окисным железом, хромом и титаном существуют отчетливые отрицательные корреляции [6, 25, 110]; б) содержание Al_2O_3 колеблется в небольших пределах (6–14 вес.%) и, несмотря на вариации содержаний других окислов, остается практически постоянным [6, 25, 110].

Таким образом, рассматриваемые хромшпинелиды представляют собой твердый раствор со следующими возможными типами изоморфизма: $\text{Cr}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$; $2\text{Cr}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{Ti}$ — и этим резко отличаются от хромсодержащих шпинелидов альпинотипных перidotитов и ксенолитов из щелочных базальтов, имеющих иную схему изоморфизма: $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$; $\text{Mg}^{2+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$. Хромшпинелиды меймечитов и пикритов имеют много общих особенностей с аналогичными минералами базальтоидов [158] и расслоенных шунтонов [175]. Тренд изменения составов рассмотренных хромшпинелидов подчиняется законам кристаллизации магматической жидкости и поэтому получил название магматического [102].

Рассмотренный материал по структурным соотношениям минералов-вкрапленников (мегакристаллов) меймечитов позволяет высказать предположение об их совместной кристаллизации. Многочисленные данные по меймечитам подтверждают это предположение. Это в первую очередь положительная корреляция магнезиальности хромшпинелидов с содержанием форстеритового компонента в сосуществующих с ними оливинах [6] или сильноположительная корреляция между железистостью фаз [110]. Кроме того, для хромшпинелидов с магматическим трендом эмпирически установлено, что с наиболее хромистыми разностями ассоциируют наиболее магнезиальные оливины. Как показано в результате экспериментальных

Таблица 21. Химический состав хромшпинелидов ультраосновных вулканических пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO ₂	2,64	2,85	2,44	1,96	1,61	0,22	0,31	0,36	0,34	0,21
Al ₂ O ₃	12,50	12,17	13,15	12,52	6,16	7,67	13,5	14,1	25,1	51,5
Cr ₂ O ₃	42,73	43,01	42,81	44,98	49,08	48,48	53,5	50,6	42,6	11,7
FeO*	30,76	30,10	30,94	30,01	29,47	30,76	15,9	16,8	15,0	16,5
MnO	0,22	0,24	0,23	0,24	0,42	0,33	0,30	0,34	0,35	0,18
MgO	9,78	10,04	9,42	9,65	13,23	11,69	14,40	14,10	15,1	17,7
Σ	98,63	98,41	98,99	99,36	101,53	99,15	97,91	96,30	98,49	97,79
Ti	0,068	0,075	0,062	0,050	0,041	0,006	0,008	0,009	0,007	0,004
Al	0,508	0,496	0,533	0,507	0,250	0,313	0,540	0,570	0,891	1,633
Cr	1,031	1,039	1,030	1,082	1,178	1,178	1,268	1,214	1,015	0,249
Fe ²⁺	0,494	0,479	0,514	0,501	0,316	0,390	0,267	0,274	0,325	0,312
Fe ³⁺	0,392	0,389	0,375	0,362	0,530	0,502	0,183	0,207	0,053	0,059
Mg	0,506	0,521	0,486	0,499	0,684	0,610	0,733	0,726	0,678	0,710
Fe ^{2+ / Σ Fe}	0,56	0,55	0,58	0,58	0,37	0,44	0,59	0,57	0,86	0,84

При мечание. 1–4 – хромшпинелиды из меймечитов Сихотэ-Алиня (1 – обр. 5ж; 2 – обр. 47а; 3, 4 – обр. 51а); 5, 6 – средние составы меймечитов Маймеч-Котуйской провинции (5) и Камчатки (6), по [6]; 7, 8 – хромшпинелиды коматитов Онтарио, Канада [135]; 9, 10 – экспериментально полученные фазы [134]: 9 – богатая Cr шпинель ($T = 1425^{\circ}\text{C}$, $P = 10$ кбар), 10 – богатая Al шпинель ($T = 1425^{\circ}\text{C}$, $P = 20$ кбар); FeO* – как суммарное железо. Соотношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ определялось расчетным путем исходя из типовой кристаллохимической формулы хромшпинелидов.

исследований [216, 237], железистость оливина связана определенной зависимостью с железистостью расплава ($K_d = 0,33$). Многочислены примеры не только монокристаллических включений хромшипинелидов в оливинах, но и включений оливинов в хромшипинелидах. Вышесказанное позволяет рассматривать большинство фаз этого парагенезиса в качестве продуктов кристаллизации расплава. Состав магматической жидкости, согласно данным изучения расплавных включений [110], близок к общему составу меймечитов.

Рассмотрим следующие методы оценки физико-химических условий кристаллизации мегакристалловой ассоциации меймечитов. Наиболее многочисленны расчетные методы определения температур кристаллизации. В.А. Кутолин [79], основываясь на данных по экспериментальной кристаллизации базальтоидов и их моделирующих систем, вывел уравнение по расчету температур кристаллизации. Однако в области высокомагнезиальных составов расчеты по этому уравнению приводят к завышенным результатам. Экспериментальная ликвидусная диаграмма П. Родера и Р. Эмсли [216] также приложима лишь к нормальным базальтовым расплавам. Установленная В.И. Вагановым и И.Е. Кузнецовым [20] зависимость между некоторыми параметрами кристаллизующихся магм позволяет изучать равновесие оливин–расплав для широкого диапазона составов расплава и температур. Таким образом, температуры кристаллизации оливинов меймечитов Гулинского комплекса по данным разных расчетов совпадают.

Прямое определение температуры кристаллизации оливина получено термометрией расплавных включений в оливинах и составляет, по В.С. Соболеву с соавт. [113], $1450 \pm 30^\circ\text{C}$. Но затем было высказано мнение, что эта температура занижена, поскольку авторами не были найдены бесспорно первичные зональные включения, а температура гомогенизации, измеренная при атмосферном давлении, отличалась от истинной температуры захвата включений на величину изохорической поправки, являющейся функцией давления [110]. Основываясь на диаграмме В.И. Ваганова и И.Е. Кузнецова [20] и предполагая, что давление кристаллизации парагенезиса составляло 40 кбар, получена $T = 1690^\circ\text{C}$ для меймечитов дайкового комплекса Гулинского штуфона [110].

Используя данные по температурам кристаллизации хромшипинелидов из лав вулкана Килауэа [158], а также некоторые другие соображения, Б. Эванс и Б. Фрост [157] определили положение изотерм 700 и 1200°C на диаграмме $\ln K_d - \alpha$, где $K_d = f_{\text{Sp}}(1 - f_{\text{Ol}})/f_{\text{Ol}}(1 - f_{\text{Sp}})^*$ – коэффициент распределения Mg и Fe между оливином и хромшипинелидом, а α – катионная доля хрома. Как показали Э.А. Багдасаров с соавт. [6], с учетом поправок на катионные доли трехвалентного железа и алюминия точки составов ультраосновных вулканитов Камчатки и Сибирской платформы расположились вблизи изотермы 1450°C , что согласуется с имеющимися данными гомогенизации расплавных включений в минералах меймечитов [113]. Однако температуры, полученные с помощью такой диаграммы, являются усредненной величиной, поскольку точки составов имеют большой разброс около изотермы 1450°C [6]. Поэтому применение этой диаграммы для

*Здесь и далее: Ol – оливин; Sp – шпинель; Opx – ортопироксен; Crx – клинопироксен; Di – диопсид; Gr – гранат; Pl – плагиоклаз.

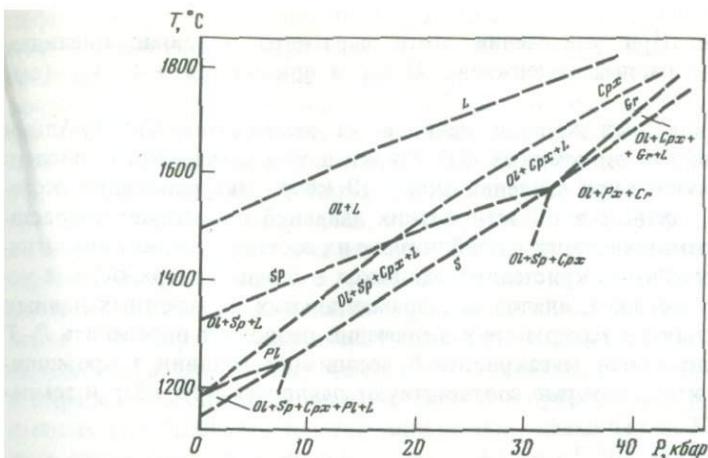


Рис. 24. Фазовые соотношения при плавлении ультраосновных лав при различных давлениях, по [134]

L – жидкость; *S* – твердая фаза

оценок температур ликвидуса ультраосновных магм требует большой осторожности.

Оценка давления, при которой происходила кристаллизация оливин-шипинелевого парагенезиса, – сложная задача. Согласно данным [110], косвенная оценка общего давления в процессе кристаллизации рассмотренной ассоциации меймечитов может быть дана из соображений сходства парагенезисов меймечитов и особо глубинных ($P \sim 40$ кбар) перидотитовых ксенолитов в кимберлитах. Имеются и другие воззрения на условия их образования: "... массовая кристаллизация хромшипинелидов совершилась в условиях относительно малых глубин..." [6, с. 533]. Для выяснения вопросов $P-T$ условий формирования мегакристаллов в меймечитах обратимся к некоторым результатам экспериментальных исследований в области ультраосновных составов при высоких $P-T$ условиях.

Н. Арндтом [134] изучены фазовые соотношения при плавлении ультраосновных лав (коматитов) при различных давлениях. Результаты экспериментов показаны на рис. 24. Анализ фазовой диаграммы и состав минеральных фаз, кристаллизующихся на ликвидусе из расплава при различных давлениях, позволяет сделать вполне определенные выводы относительно природы рассматриваемых метакристаллов оливина и хромшипинелида. Линия выделения хромита на ликвидусе или вблизи него упирается в линию солидуса ультраосновных пород при давлении ~ 32 кбар. При этих значениях первыми выделяются оливины, затем – клинопироксены, и лишь начиная с 20 кбар на ликвидусе в широком диапазоне давлений и температур кристаллизуются оливин и хромшипинелид. Микроскопическое изучение меймечитов свидетельствует о значительном временном и температурном разрыве формирования мегакристаллов и основной массы (клинопироксен + стекло). Судя по экспериментальной диаграмме (см. рис. 24), это возможно при давлениях ниже 17 кбар. Результаты рентгеноспектрального микронализма продуктов эксперимента, в частности ликвидуса хромшипинелидов, показывают, что составы этого минерала зависят от давления

кристаллизации. При увеличении этого параметра в хромшпинелидах закономерно возрастает содержание Al_2O_3 и понижается — Cr_2O_3 (см. табл. 21).

Составы природных хромшпинелидов из меймечитов Сихотэ-Алиня и экспериментально полученных фаз близки в том случае, когда последние кристаллизуются при давлении около 10 кбар. Экстраполяция экспериментальных данных в области низких давлений показывает возрастание Cr_2O_3 в хромшпинелидах и приближение их состава к составу аналогичных фаз из коматитов, кристаллизовавшихся в близкотемпературных условиях. Таким образом, анализ экспериментальных и расчетных данных с учетом результатов термометрии включений позволяет определить $P-T$ условия формирования мегакристовой ассоциации (оливин + хромшпинеид) меймечитов, которые соответствуют давлению ~ 10 кбар и температуре $\geq 1450^\circ\text{C}$.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЛУБИННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Установление генетической близости крупных кристаллов ферромагнезиальных минералов и полевых шпатов, наблюдаемых в породах щелочно-базальтоидных провинций многих регионов земного шара, имеет большое петрологическое значение. В предыдущих разделах было показано, что клинопироксены, шпинели, амфиболы, плагиоклазы, а также оливины с хромшпинелидами из меймечитов являются минеральными фазами, сформировавшимися на ликвидусе основных и ультраосновных расплавов при высоких $P-T$ параметрах, т.е. на глубинах, соответствующих по геофизическим данным низам коры или верхам мантии. В силу особенностей своей природы минералы мегакристовой ассоциации выступают "как своеобразная летопись процесса глубинного кристаллического фракционирования щелочных базальтоидных магм при высоких давлениях" [68, с. 118]. На основании всестороннего изучения этих образований с той или иной степенью достоверности могут решаться многие вопросы глубинной петрологии. Наиболее важными из них являются, по нашему мнению, следующие: а) глубинное фракционирование магматических расплавов и связанная с этим дифференциация исходных магм; б) физические и химические условия кристаллизации вещества при высоких температурах и давлениях; в) изучение флюидного режима поднимающихся расплавов (последний вопрос будет обсуждаться в гл. 6).

В общем случае кристаллизация ферромагнезиальных минералов и полевых шпатов в условиях высоких P и T должна приводить к глубинному фракционированию первичных базальтоидных расплавов с появлением различных дифференциатов. Однако оценка степени фракционирования является крайне сложной задачей, поскольку неизвестно точное количество осаждаемой кристаллической фазы по отношению к расплаву, а наблюдаемые соотношения вряд ли эквивалентны исходным. Вместе с тем можно проследить направление глубинного фракционирования посредством геологических наблюдений конкретных вулканических ареалов. Так, по данным [68], близкотемпературная кристаллизация гранатов, пироксенов, слюд и санидина из родоначальных калиевых щелочно-базальтоидных магм, приближающихся к наиболее магнезиальным калиевым базанитам и мела-

нефелинитам, явилась причиной своеобразной дифференциации. Экстракция Mg, Cr и щелочей при кристаллизации мегакристаллов способствовала накоплению в остаточном расплаве Fe и Ti, отчасти Ca и появлению на последних этапах эволюции щелочно-базальтоидных магм менее щелочных, более железистых, но близких по насыщенности SiO_2 дериватов, представленных трахибазальтовыми и трахитовыми андезито-базальтовыми сериями. В данном случае рассматривалось следствие кристаллизации (объемы мы не знаем) ряда минералов, химические составы которых существенно отличаются от составов вмещающих базальтов. В то же время практически любые объемы глубинной кристаллизации клинопироксенов не могут оказать существенного влияния на химический состав эволюционирующих магм благодаря относительной близости составов клинопироксенов и базальтоидов. Это подтверждается соответствующими расчетами смешения в определенных пропорциях наблюдаемых в природных ситуациях составов вмещающих базальтов и клинопироксенов, дающими возможность получить состав гипотетического исходного расплава [140]. И хотя соотношение между фазами, существовавшее на глубине, в принципе может быть нарушено в процессе транспортировки к поверхности, сопровождающейся магматической эрозией при изменяющихся $P-T$ условиях, правомерность таких расчетов вполне допустима, особенно в тех случаях, когда налицо все признаки быстрого подъема базальтоидных магм к земной поверхности (слабая степень дифференциации, обилие нерастворенных глубинных мегакристовых фаз и ультраосновных ксенолитов больших размеров, взрывной тип вулканической деятельности, формирующий конусы из спекшейся пирокластики и т.д.).

Отмеченные выше реакционные взаимоотношения минералов мегакристовой ассоциации с базальтами, а также следы частичного их расплавления свидетельствуют о том, что условия равновесия нарушаются при подъеме магмы к поверхности и ее последующей кристаллизации. Однако в отличие от обычных фенокристаллов, для которых характерна химическая зональность, рассматриваемые минералы, несмотря на длительное нахождение в высокотемпературной базальтовой магме, сохраняют свои исходные химические и физические особенности. В общем виде переход из кристаллического состояния в жидкое можно рассматривать как результат разрушения наиболее слабых связей в кристалле. По-видимому, устойчивый характер мегакристаллов определяется высокой энталпийей их плавления. Если сравнить химические составы моноклинических пироксенов, кристаллизующихся в условиях высоких и низких давлений, то ясно видны их различия в содержании Al, Ca, Mg, хотя они и не очень велики. Следует полагать, что при тех значениях давления, при которых кристаллизовались минералы мегакристовой ассоциации, можно ожидать определенную перестройку взаимного расположения атомов в их кристаллических структурах, способствующую их упрочнению. Более того, такие изменения координации атомов следует ожидать и в магматических жидкостях, из которых они кристаллизуются. Целая серия экспериментов с простыми искусственными смесями в условиях высоких температур и давлений и последующие комплексные исследования (вязкость, ИК- и Рamanовская спектроскопия) продуктов эксперимента показали принципиальную возможность увеличения координации Al в базальтоидных расплавах при давлении выше

10 кбар, что приводит к уменьшению молекулярного объема жидкости. Однако вследствие технических сложностей проведения таких экспериментальных работ и недостаточной разработки методических приемов изучения структуры продуктов эксперимента такой вывод является предварительным.

Рассмотрим некоторые вопросы дифференциации ультраосновных магм на примере меймечитов. В большинстве районов распространения ультраосновных вулканических пород с ними постоянно пространственно ассоциируют близкие по возрасту тела полнокристаллических гипербазитов [89]. Особенno характерна тесная связь их с породами оливинит-верлитовой формации. Не является исключением Сихотэ-Алинская складчатая область. Как уже отмечалось, вблизи Анюйского, Катэнского и Кафэнского массивов развиты различной мощности дайки меймечитов. Периодиты и оливиновые пироксениты в краевых частях крупных дифференцированных тел обладают порфировидной структурой, которая определяется сочетанием относительно крупных кристаллов оливина и мелкозернистого агрегата зерен моноклинного пироксена. Иногда в апикальных частях массивов наблюдаются переходы от полнокристаллических периодитов к стекловатым пикритам и меймечитам. Следует подчеркнуть также постоянное присутствие в пикратах различных включений полнокристаллических оливинитов и верлитов. Все эти примеры показывают, что гипербазиты оливинит-верлитовой формации являются магматическими образованиями, формирование которых логично связывать с процессами дифференциации ультраосновных магм в различных условиях, в том числе и приповерхностных.

Выше при рассмотрении экспериментальных работ по изучению ультраосновных пород в широком диапазоне температур и давлений подчеркивался типоморфный характер химических составов хромшипелидов. Сравнение химических составов этих минералов из меймечитов всей Сихотэ-Алинской области показывает их удивительное постоянство. Это свидетельствует о том, что уровни глубинной генерации меймечитовых расплавов для всей территории примерно близки и соответствуют 35–40 км. Именно на этих глубинах происходит массовая кристаллизация магнеziального оливина и хромшипелидов. Дальнейшая "судьба" ультраосновных расплавов может рассматриваться в нескольких вариантах: а) на этих глубинах произошла полная кристаллизация расплава; б) произошла дифференциация, в результате которой расплав сбросил большую часть мегакристовой ассоциации, а вблизи поверхности – его кристаллизация с образованием пород оливинит-верлитовой формации; в) несмотря на глубинную кристаллизацию, расплав с минералами-вкраепленниками достиг поверхности (меймечиты). Последние два варианта подтверждаются геологическими наблюдениями.

ГЛАВА 5

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ ПОРОД

В последние годы значительно возрос объем геохимической информации о глубинных объектах. Сейчас методами геохимии изучаются такие специфические образования, как кимберлиты, коматиты, ультраосновные и основные породы оphiолитовых ассоциаций и океана, разнообразный ксеногенный материал из кимберлитов и щелочных базальтов. Особенности образования и эволюции глубинных пород закономерно отражаются в распределении в них малых элементов. При процессах плавления и кристаллизации концентрации породообразующих элементов в глубинных породах могут мало изменяться и породы различного происхождения будут близкими по содержанию этих элементов. В то же время они могут существенно различаться по содержанию малых элементов, что определяется различными уровнями концентраций того или иного элемента в твердой и жидкой фазах или между твердыми фазами. Как правило, для большинства малых элементов их коэффициент распределения (K_d) между твердыми и жидкими фазами значительно меньше единицы, что приводит к закономерному обогащению этими элементами магматических жидкостей.

Изучение редких элементов вулканических пород и содержащихся в них ультраосновных включений позволяет выявить определенные геохимические неоднородности глубинного вещества, встречающегося в выбросах экструзивных аппаратов, уточнить геохимический характер магмообразующих субстратов, из которых формировались и формируются основные и ультраосновные расплавы.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Опыт геохимических исследований свидетельствует, что содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), тип их фракционирования, коэффициенты распределения РЗЭ между кристаллами и расплавом, между co-существующими минералами являются важными данными при выяснении природы глубинных пород [129, 163, 164, 166 и др.]. В целом редкоземельные элементы ведут себя так же, как и некогерентные элементы или как переходные разности между когерентными и некогерентными элементами.

Оценка коэффициентов распределения РЗЭ в минералах магматических пород и экспериментально изученных системах позволяет прогнозировать характер и степень перераспределения РЗЭ в ходе фракционной кристаллизации различных расплавов и при генерации глубинных магм [10, 162, 173, 208 и др.].

В основе определения общего валового состава Земли лежит метеоритная гипотеза [26, 129, 168, 214]. Отдельные разности метеоритов отвечают разным оболочкам Земли: железные — ядру, силикатные — мантии и коре. Поскольку главная масса каменных метеоритов, выпадающих на поверхность Земли, представлена хондритами, то принято рассматривать эту группу метеоритов в качестве аналога земной мантии. На основании многочисленных аналитических данных исследователи вывели средний состав РЗЭ в хондритах, который используется в качестве "внешнего стан-

дарта" в связи с оценкой первичного состава РЗЭ в недифференцированном губинном веществе Земли [129]. В настоящее время в качестве объекта сравнения используется CI-хондрит [159].

Сопоставление распространенности РЗЭ в хондритах и породах, которые, по данным современной петрологии, являются отторженцами земной мантии (ультраосновные породы срединных океанических хребтов, ксенолиты гранатовых перидотитов из базальтов и кимберлитов [13, 129, 161, 162, 201, 209, 212, 233 и др.]), привело к следующим выводам.

1. Среднее содержание РЗЭ в верхней мантии в 2,5–3 раза более высокое, чем в хондритах. Это именно тот порядок величин, который предполагался как необходимое минимальное содержание РЗЭ в верхней мантии, чтобы процессы парциального плавления обеспечили наблюдаемые в базальтах концентрации РЗЭ.

2. Наиболее обогащено суммой РЗЭ и легкими лантаноидами вещество мантии под континентами (лерцолиты + гранатовые пироксениты + эклогиты).

3. Наименьшая концентрация РЗЭ при отчетливом дефиците легких РЗЭ характерна для лерцолитов срединных океанических хребтов.

4. В целом различие в распространенности РЗЭ в ряду континентальные – островные – рифтовые лерцолиты отражает увеличение глубины источника вещества, т. е. вертикальную зональность в распределении РЗЭ в мантии [11].

В этом разделе основное внимание будет уделено: а) типу фракционирования РЗЭ в ультраосновных ксенолитах и слагающих их минералах, а также распределению РЗЭ между минералами ксенолитов; б) типам фракционирования РЗЭ в глубинных магматических жидкостях. Многочисленные работы по изучению распределения РЗЭ между породообразующими минералами ультраосновных ксенолитов показывают широкие изменения коэффициентов их распределения при незначительном изменении содержаний основных окислов [163, 164, 226]. На выяснение этого противоречия, а также на возможность оценить по типу фракционирования РЗЭ положение ксенолитов из щелочных базальтоидов Дальнего Востока в общем ряду глубинных пород были направлены наши геохимические исследования.

Изучение РЗЭ в основных и ультраосновных вулканических породах Сихотэ-Алинской складчатой области дает информацию о характере распределения этих элементов в щелочных базальтоидах, принадлежащих геосинклинальному и субплатформенному этапам развития региона, а также позволяет сопоставить в геохимическом плане различные ультраосновные излившиеся образования.

Редкоземельные элементы в минералах ультраосновных включений

Абсолютное содержание РЗЭ в минералах ультраосновных включений приведены в табл. 22–24. Характер распределения РЗЭ показан на рис. 25–27. Данные табл. 22 и нормализованный по хондритам график распределения лантаноидов (см. рис. 25) в оливинах лерцолитовых включений свидетельствует о низких абсолютных содержаниях РЗЭ в этом минерале и существенном различии в значениях концентраций определенных сред-

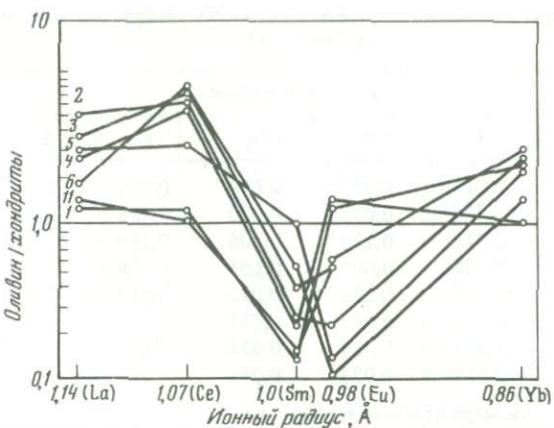


Рис. 25. Распределение РЗЭ в оливинах ультраосновных включений. Номера проб на рисунке соответствуют номерам проб в табл. 26

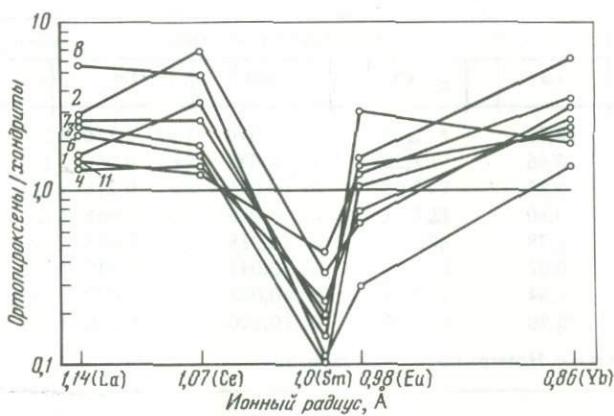


Рис. 26. Распределение РЗЭ в ромбических пироксенах. Номера проб см. в табл. 26

них лантаноидов (Sm, Eu) при близких содержаниях крайних членов ряда (La и Yb). В пространственно разобщенных образцах оливинов значения отношения концентраций лантанита к иттербулю (La/Yb) находятся в пределах 1–4. В литературе крайне редко приводятся данные по содержанию РЗЭ в оливинах из перидотитовых ксенолитов, что связано со сложностью определения низких концентраций лантаноидов в этом минерале. Судя по имеющимся данным, оливин, как правило, обогащен легкими лантаноидами, причем со своеобразной V-образной кривой распределения, близкой к типу фракционирования, установленному для исследуемых образцов [209, 226]. Аномально высокие содержания Ce (до прямой толеитовых базальтов), присущие всем исследованным оливинам, и неоднозначность концентраций Eu в минерале могут быть следствием ошибки метода анализа, которая при таких низких содержаниях элементов в образцах может быть существенной.

Таблица 22. Редкоземельные элементы в оливинах ультраосновных включений ($\times 10^{-6}$ г/г)

Номер пробы	Оливины						
	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Σ	La/Yb
1	0,385	1,013	0,027	0,094	0,438	1,975	0,88
2	1,496	3,934	0,052	0,020	0,458	5,960	3,26
3	1,130	2,972	0,110	0,006	0,280	4,498	4,03
4	0,785	2,064	0,005	0,101	0,178	3,133	4,41
5	0,900	2,367	0,211	0,010	0,415	3,903	2,17
6	0,568	1,494	0,063	0,031	—	—	—
11	0,405	1,317	0,029	0,035	0,512	2,046	0,79
12	0,973	2,559	0,023	0,036	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Номера проб см. в табл. 26.

Таблица 23. Редкоземельные элементы в ортопироксенах ультраосновных включений ($\times 10^{-6}$ г/г)

Номер пробы	Ортопироксены				
	La	Ce	Sm	Eu	Yb
1	0,50	1,327	0,040	0,110	0,392
2	0,86	2,26	0,078	0,052	0,536
3	0,83	2,98	0,035	0,218	0,326
4	0,50	1,31	0,049	0,058	0,436
6	0,78	2,06	0,918	0,083	0,407
7	0,82	2,15	0,041	0,115	1,106
8	1,64	4,03	0,025	0,022	0,239
11	0,50	1,44	0,100	0,100	0,614

П р и м е ч а н и е. Номера проб см. в табл. 26.

Таблица 24. Редкоземельные элементы в диопсидах ультраосновных включений ($\times 10^{-6}$ г/г)

Номер пробы	Диопсиды					
	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu
1	4,01	11,56	3,13	0,49	1,43	0,038
3	3,65	9,59	0,95	0,29	1,16	0,075
4	1,75	4,72	0,57	0,15	1,99	0,038
5	3,61	14,20	1,06	0,97	0,93	0,055
6	24,35	47,97	1,85	0,18	11,98	0,045
7	1,17	3,08	1,36	0,74	1,08	0,098
8	0,86	2,45	1,08	0,16	0,65	0,016
9	4,52	11,89	1,09	0,52	2,17	0,080
10	0,84	2,20	0,54	0,13	—	—
11	0,81	3,51	0,72	—	0,79	—

П р и м е ч а н и е. Номера проб см. в табл. 26.

Оливины/хондриты				
La	Ce	Sm	Eu	Yb
1,24	1,21	0,13	1,28	2,57
4,99	4,68	0,25	0,27	3,69
3,77	3,54	0,52	0,08	1,65
2,62	2,46	0,23	1,16	1,05
3,00	2,82	1,00	0,14	2,44
1,89	1,78	0,30	0,42	—
1,35	1,57	0,14	0,47	3,01
3,24	3,05	0,11	0,48	—

Ортопироксены		Ортопироксены/хондриты				
Σ	La/Yb	La	Ce	Sm	Eu	Yb
2,357	1,28	1,67	1,56	0,19	1,49	2,31
3,786	1,61	2,87	2,69	0,37	0,70	3,15
4,389	2,55	2,76	3,55	0,17	2,95	1,92
2,354	1,14	1,66	1,56	0,23	0,78	2,57
4,336	1,93	2,61	2,46	0,08	1,12	2,39
4,234	0,74	2,73	2,56	0,20	1,55	6,51
5,948	6,86	5,47	4,80	0,12	0,29	1,41
2,767	0,81	1,67	1,71	0,48	1,35	3,61

Диопсиды		Диопсиды/хондриты				
Σ	La/Yb	La	Ce	Sm	Eu	Yb
20,658	2,80	13,35	13,76	14,90	6,65	8,40
15,715	3,14	12,15	11,42	4,50	4,01	6,84
9,228	0,88	5,82	5,62	2,71	2,08	11,73
20,845	3,88	12,03	16,91	5,07	12,16	2,13
76,376	12,30	81,17	57,11	8,80	2,43	11,63
7,528	1,08	3,90	3,67	6,47	9,93	6,36
5,186	1,22	2,72	2,91	5,15	2,16	3,90
20,270	2,08	15,06	14,15	4,87	7,03	12,76
—	—	2,78	2,61	2,59	1,79	—
—	1,03	2,70	4,18	3,42	—	4,52

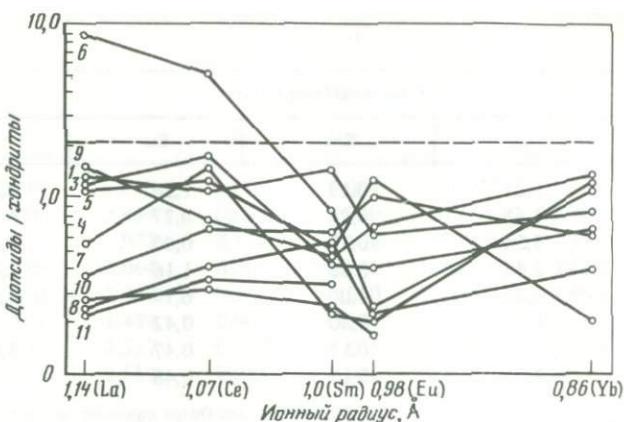


Рис. 27. Распределение РЗЭ в моноклинных пироксенах. Номера проб см. в табл. 26

Абсолютные содержания лантаноидов в ортопироксенах приведены в табл. 23, а на рис. 26 показаны нормализованные кривые распределения. Абсолютные концентрации РЗЭ и относительные распределения элементов в ортопироксенах сопоставимы с концентрациями их в оливинах включений, что следует, по-видимому, связывать с близкими химическими составами этих минералов. Отличает ромбические пироксены от оливинов отчетливый дефицит Sm при повышенном содержании Eu.

Отношение величин максимального и минимального содержаний в этих минералах лантана составляет 3,28, а иттербия — 4,63. Отношения нормализованных концентраций лантана и иттербия (La/Yb) в пироксенах близки к таковым в оливинах и составляют 1,58. Для большинства ортопироксенов из различных ксенолитов шпинелевых перидотитов, описанных в литературе, приводятся близкие значения содержаний редкоземельных элементов; в них независимо от общего состава пород происходит обогащение легкими лантаноидами [163, 195, 207, 209]. Однако имеются примеры, когда в ортопироксенах происходит обеднение легкими лантаноидами по сравнению с хондритами [226].

Как следует из табл. 24, в изученных клинопироксенах суммарное содержание редкоземельных элементов и отдельных элементов ряда La—Lu значительно превосходит их содержание в оливинах и ортопироксенах. Исключение составляет лишь Ce, значения концентраций которого в различных минералах лерцолитовой ассоциации существенно не различаются между собой. Соотношение между максимальными и минимальными концентрациями лантана составляет 5,4, а иттербия — 3,3. Нормализованные отношения (La/Yb) для клинопироксенов Свиягинского вулкана составляют 2,08, а для образцов Болоньского вулкана — 1,08.

Особенностью кривых распределения РЗЭ является отсутствие значительного перераспределения лантаноидов, т. е. отношения содержаний выявленных элементов и концентраций их в хондритах существенно не отличаются между собой, что выражается на графике (рис. 27) в концентрации точек относительных содержаний РЗЭ в сравнительно узкой полосе, параллельной прямой толеитовых базальтов и хондритов. Этим

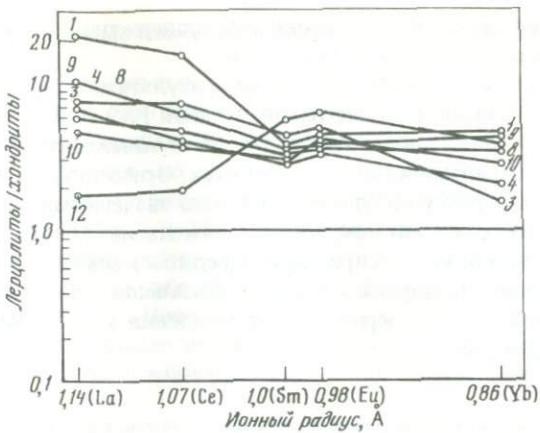


Рис. 28. Распределение РЗЭ в ультраосновных ксенолитах. Номера проб см. в табл. 26

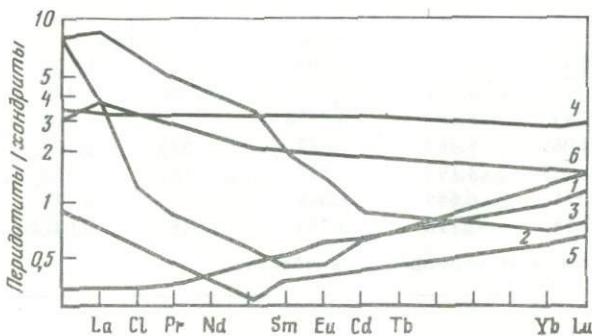


Рис. 29. Распределение РЗЭ в ультраосновных породах
1–4 – по [22]; 5, 6 – по [162]

они отличаются от моноклинных пироксенов других регионов, в которых установлены различные типы кривых распределения РЗЭ [163, 164 и др.]. Вместе с тем выявленные закономерности распределения лантаноидов в моноклинных пироксенах не являются исключением. Подобные кривые распределения установлены и в других регионах [207, 226].

Шпинель присутствует в очень незначительных количествах в исследуемых образцах (от 1 до 3%), что существенно затрудняло приготовление представительной пробы (200 мг) этого минерала. Выявленные значения содержаний редкоземельных элементов в навесках шпинели от 20 до 50 мг ничтожно малы и находятся на пороге чувствительности метода.

Редкоземельные элементы в породах ультраосновных включений

Пробы готовились следующим образом: из образца породы весом до 5 г выделялись зерна составляющих ее минералов. Это материал обрабатывался в спирте и затем измельчался в герметичной агатовой ступке с последующим отбором порошковой навески 200 мг. Стерильность этого

способа подтверждается неизменными содержаниями микроэлементов в эталонах, приготовленных таким путем.

В табл. 25 и на рис. 28 представлены результаты анализа РЗЭ в ультраосновных включениях. Кривые распределения РЗЭ в перцолитах (рис. 28) расположились между линиями хондритов и толеитовых базальтов. В целом содержания лантаноидов в перцолитах, отнесенные к концентрациям их в хондритах, характеризуются близкими значениями. Слабо проявлено преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($\text{La/Yb} = 1,0-7,0$). На рис. 29 показаны кривые распределения редкоземельных элементов ультраосновных включений других регионов. Сравнение графиков на рис. 28 и 29 показывает близость кривых распределения для большинства ультраосновных включений.

Таблица 25. Редкоземельные элементы в ультраосновных включениях ($\times 10^{-6}$ г/г)

Номер пробы	Перцолиты					
	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu
12	0,561	1,683	1,208	0,7625	0,7234	—
4	1,275	5,819	0,6737	0,9027	0,435	0,03116
10	1,7493	5,247	0,6324	1,301	0,617	0,034
9	0,6069	5,349	0,682	0,5323	1,107	—
8	1,1725	4,192	0,525	0,366	1,613	—
3	2,315	6,645	1,005	1,217	0,275	0,0228
1	12,55	2,718	0,713	1,0761	0,6375	0,0111

П р и м е ч а н и е. Номера проб см. в табл. 26.

Таблица 26. Редкоземельные элементы в неоген-четвертичных базальтах, несущих перцолитовые включения ($\times 10^{-6}$ г/г)

Номер пробы	Базальты					
	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu
3	33,7	78,87	6,972	2,501	1,357	0,0268
4	91,58	153,81	7,647	3,637	1,072	0,0406
6	35,45	83,33	3,516	1,541	0,609	0,0311
7	25,84	101,59	4,865	1,566	2,13	0,027
8	23,901	72,33	5,66	1,149	2,986	0,0043
9	98,08	154,16	15,78	3,098	1,882	0,0629
10	42,91	119,75	6,279	1,683	—	0,0295
11	19,75	79,93	5,841	1,675	4,00	0,0071
12	25,85	50,05	2,734	1,115	4,815	0,131
5	93,178	104,7	3,762	1,85	0,383	0,0751

П р и м е ч а н и е. Номера проб: 3 – Дурминский вулкан; 4 – Конгаровская трубка взрыва; 5 – Синдинский вулкан; 6 – вулкан Сверре; 7 – Болоньский вулкан; 8 – вулкан в верховьях р. Селемджи; 9 – Аниуская группа вулканов; 10 – Свиягинский вулкан; 11 – вулкан Авача; 12 – проявление в бассейне рек Кананыги и Вилиги.

Редкоземельные элементы в базальтоидах и меймечитах

Содержание редкоземельных элементов и типы их фракционирования в неоген-четвертичных щелочных базальтоидах приведены в табл. 26 и на рис. 30. Судя по данным, базальтоиды обнаруживают существенные провинциальные различия по значениям абсолютных содержаний РЗЭ (см. табл. 26). Причем эти различия не связаны с петрохимическими типами эфузивов (см. табл. 2 и 26). Отношение максимальных и минимальных содержаний лантана равно 3,4 (между Свиягинским и Болоньским вулканами), а отношение для иттербия – 7,8 (между Селемджинским и Синдинским вулканами). Нормализованные отношения (La/Yb) приведены в табл. 26. Максимальные значения установлены для базальтов Синдинского вулкана (137,8), а минимальные – для Селемджинского вулкана (4,5).

Номер пробы	Перцолиты		Перцолиты/хондриты					
	Σ	La/Yb	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu
4,938	0,7755	1,87	2,00	5,752	10,30	2,25	—	
9,137	2,931	4,25	6,92	3,208	12,199	2,559	1,005	
9,581	2,835	5,831	6,246	3,011	17,58	3,629	1,097	
8,277	0,548	2,023	6,368	3,248	7,193	6,512	—	
7,869	0,727	3,908	4,99	2,5	4,946	9,488	—	
11,48	8,418	7,717	7,91	4,785	16,446	1,617	0,735	
17,695	19,686	41,83	3,236	3,395	14,542	3,75	0,358	

Номер пробы	Базальты		Базальты/хондриты					
	Σ	La/Yb	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu
123,44	24,65	112,33	93,89	33,19	33,8	8,04	0,865	
257,79	85,42	305,27	183,11	36,41	49,15	6,31	1,31	
124,48	58,21	118,17	99,2	16,74	20,82	3,58	1,00	
136,03	12,13	86,13	120,94	23,17	21,16	12,5	0,87	
106,03	8,00	79,67	86,107	26,95	15,53	17,56	0,139	
273,06	52,083	326,9	183,52	75,14	41,86	11,07	2,029	
—	—	143,03	142,56	29,9	22,74	—	0,835	
111,21	4,94	65,8	95,15	27,8	22,64	23,5	0,23	
85,7	5,37	86,17	59,58	13,02	15,07	28,32	4,23	
203,95	243,28	310,6	124,64	17,91	25,0	2,253	2,42	

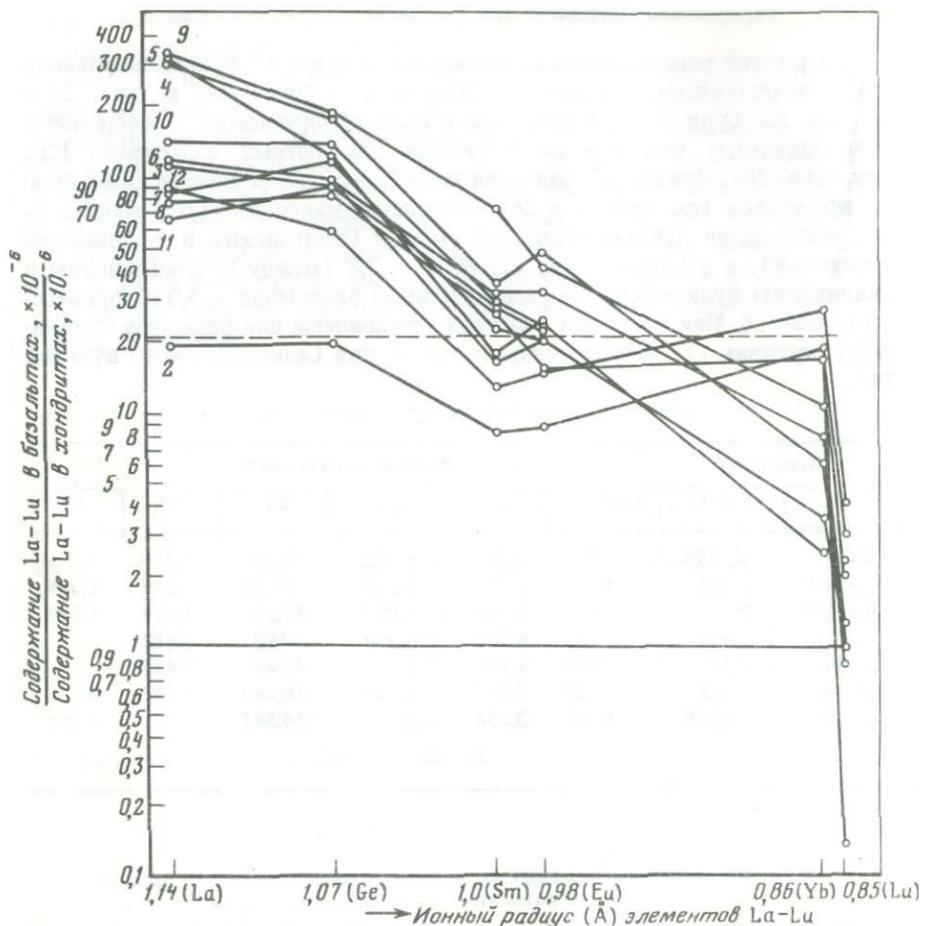


Рис. 30. Распределение РЗЭ в неоген-четвертичных щелочных базальтах. Номера проб см. в табл. 26

Из рис. 30 следует, что рассматриваемые щелочные базальты значительно обогащены легкими лантаноидами. Субпараллельные кривые фракционирования базальтов, содержащих включения, демонстрируют близость степени фракционирования РЗЭ в пространственно разобщенных образцах базальтов при некотором различии суммарных содержаний РЗЭ. Обычным для континентальных и океанических базальтов является повышенное на 40–60% содержание Eu по сравнению с элементами-соседями (Sm в нашем случае), что может быть связано с его восстановлением до двухвалентного состояния [129]. То же самое характерно и для исследуемых базальтов вулкана Синдинский.

Ю.А. Балашовым [11] показано, что расплавы, несущие избыточную концентрацию щелочных элементов, накапливают РЗЭ в несколько раз больше, чем обедненные щелочами. Этот вывод основан как на сравнении различных типов базальтов (щелочные, толеитовые), так и на сопостав-

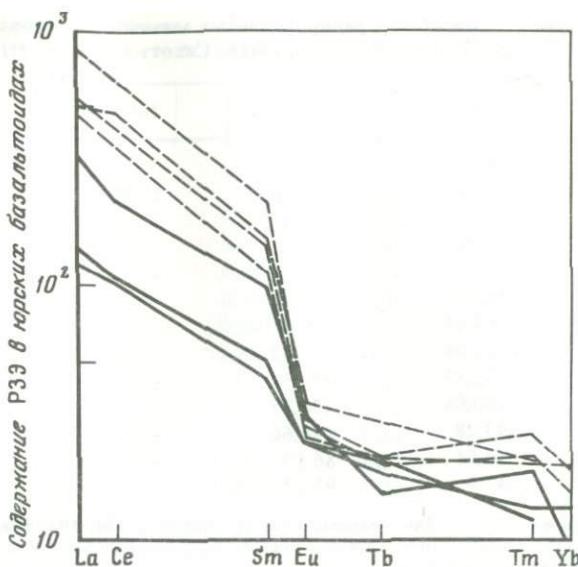


Рис. 31. Распределение РЗЭ в верхнеюрских и неоген-четвертичных щелочных базальтоидах

Кривая распределения РЗЭ для древних эфузивов показана штрихом, для молодых — сплошной линией

лении образцов, принадлежащих одному петрохимическому типу. В нашем случае ярко выраженной зависимости между значениями концентраций РЗЭ и количеством щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) не установлено. Содержание последних меняется в исследуемых базальтах от 5,15% (Синдинский вулкан) до 7,70% (Болоньский вулкан).

Описываемые базальты близки по геохимическим (РЗЭ) характеристикам щелочным базальтам Большых Коморских островов [161], молодым вулканитам Западной Виктории (Юго-Восточная Австралия) [163], щелочным оливиновым базальтам Германии [172] и многим другим щелочно-базальтоидным породам.

Табл. 27 и рис. 31 демонстрируют содержания и нормализованные отношения РЗЭ в юрских щелочных базальтоидах. Несмотря на то что отбор образцов производился в пределах небольшого участка, концентрации как K_2O , Na_2O , так и лантаноидов существенно варьируют. Среднее отношение нормализованных концентраций лантана и иттербия (La/Yb) равно 37,58. Это свидетельствует о резком обогащении базальтоидов легкими лантаноидами, что характерно для щелочных пород. С целью корректного сравнительного геохимического анализа вместе с образцами древних эфузивов в одной серии было проведено изучение содержания РЗЭ в молодых базальтах из Анюйской группы вулканов (см. табл. 27). Содержание La и Ce в юрских базальтах в 3 раза, а Yb в 1,5 раза выше концентраций этих элементов в молодых базальтах.

Для ультраосновных субвулканических пород (меймечитов) содержания редких земель и типы фракционирования показаны в табл. 17 и на рис. 31. Все образцы имеют низкую сумму РЗЭ, и для них характерно более высо-

Таблица 27. Содержание редкоземельных элементов в основных и ультраосновных эфузивах Сихотэ-Алиня (в г/т)

Проба	La	Ce	Nd	Sm	
5г	3,9	—	—	2,85	
5е	12,72	39,65	21,06	4,98	
5ж	7,16	19,38	—	2,73	
49а	10,87	26,36	—	4,51	
50а	11,69	41,61	—	4,61	
33а	13,25	36,12	—	6,67	
51а/7	157,94	340,3	—	29,05	
51д/3	248,04	519,88	—	43,48	
57в/8	135,15	284,54	—	23,99	
A-4	150,04	394,75	—	31,68	
A-1	93,28	174,66	—	20,12	
A-2	36,84	86,10	—	9,02	
A-3	42,4	91,02	—	10,58	

П р и м е ч а н и е. 5г, 5е, 5ж – меймечиты (р. Катэн); 33а, 49а, 50а – меймечиты (р. Анюй); 51а/7, 51д/3, 57в/8, А-4 – юрские эфузивы; А-1, А-2, А-3 – неоген-четвертичные щелочные базальты.

кое значение суммы легких лантаноидов по отношению к средним и тяжелым. Отношение нормализованных значений лантана и иттербия (La/Yb) равно 5,7 а Ce/Yb – 6,3. Этим они существенно отличаются от распределения РЗЭ в коматитах. В последних, как правило, сумма содержаний легких лантаноидов меньше, чем средних или тяжелых, при отношении Ce/Yb в пределах 0,3–1,0 [135 и др.]. Причем абсолютные содержания тяжелых лантаноидов в меймечитах и коматитах близки.

Особенности распределений редкоземельных элементов в глубинных породах и минералах

Результаты анализов показывают обогащение шпинелевых перцолитов из базальтоидов юга Дальнего Востока и других регионов СССР легкими лантаноидами по отношению к тяжелым (см. рис. 30). Подобная картина распределения РЗЭ в шпинелевых перidotитах установлена многими авторами [163, 164, 201, 207, 209]. Однако в литературе существуют примеры и обратных соотношений или близких к хондритовым нормализованных содержаний [183, 196]. Рассчитанные содержания редкоземельных элементов пород по содержанию РЗЭ в породообразующих минералах ниже в отношении легких лантаноидов, чем измеренные. Этот факт вряд ли можно приписать отсутствию точности при расчетах модальных составов: по-видимому, часть РЗЭ, особенно легких, нельзя вывести при расчетах путем пропорционального суммирования содержаний лантаноидов в минералах. Возникает предположение о наличии акцессорного компонента, обогащенного легкими РЗЭ, что доказывается в ряде работ [163, 164]. Однако нельзя исключить и возможность проникновения в межзерновое пространство перцолитов базальтоидного расплава [137, 183, 207, 226] или привнос легких лантаноидов с помощью флюидов [238]. Тщательное микроскопи-

	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
	1,61	—	0,81	0,26	—	—
	1,67	2,73	0,80	0,31	1,27	0,30
	1,39	—	0,84	0,28	—	—
	1,62	—	0,89	0,36	—	—
	1,57	—	0,78	0,46	—	—
	1,79	—	0,98	0,33	1,81	—
	2,09	—	0,96	0,65	2,12	—
	2,15	—	1,05	0,74	2,93	—
	1,85	—	1,04	0,58	3,06	—
	2,53	—	—	0,60	—	—
	2,18	—	0,78	0,54	1,47	—
	1,80	—	0,95	0,32	—	—
	1,80	—	0,89	0,39	2,17	—

ческое изучение межзерновых границ показывает наличие межзерновой пленки, состав которой близок вмещающим базальтам.

Как отмечалось выше, основным носителем редкоземельных элементов в шпинелевых перцолитах являются моноклинные пироксены. Чем выше содержание этого минерала в породе, тем выше общее содержание РЗЭ, в первую очередь легких лантаноидов. Однако между общей химией пород и содержанием РЗЭ существует сложная зависимость, а порой и отсутствие таковой. Так, для образцов ультраосновных ксенолитов с Гавайских островов и из Австралии установлена корреляция между содержанием редкоземельных элементов и минералогией [163, 201 и др.]. В некоторых образцах шпинелевых перidotитов с Коморских островов наблюдается систематическое уменьшение отношения La/Yb с увеличением $Mg/Mg + Fe^{2+}$ [161]. Прямая корреляция между содержаниями Ca и тяжелых лантаноидов установлена для ксенолитов из Сан-Карлоса [163] и отсутствует в образцах с Коморских островов [161].

Анализ распределения редкоземельных элементов в перidotитовых включениях из щелочных базальтов ФРГ выявил примитивный состав РЗЭ и позволил в рамках хондритовой модели определить принадлежность этих пород к разряду "первичных" [172], что проявилось и для исследованных нами перцолитов с идентичной для каждого элемента тенденцией отклонения значений относительных содержаний от средних значений, дающих на графике прямую линию (избыток церия, дефицит Sm). Это позволяет отнести исследуемые нами породы к разряду "примитивных" (хондриты, толеитовые базальты). Вполне вероятно, что породы с таким распределением РЗЭ могли возникнуть без значительного химического фракционирования из "первичной" исходной породы, например из гранатового перidotита, примитивность которого по распределению РЗЭ показана в ряде работ [84 и др.], и маловероятно, что включения шпинелевых

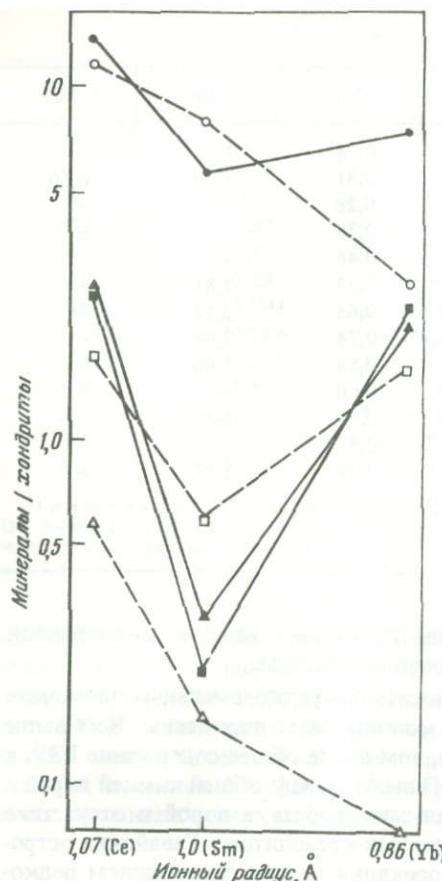


Рис. 32. Расчетные кривые распределения РЗЭ (объяснение см. в тексте)

перидотитов с "примитивным" составом и соотношением РЗЭ являются производными щелочных оливиновых базальтов, весьма дифференцированных по составу лантаноидов.

Отсутствие генетической близости перидотитовых включений и несущих их щелочных базальтов подчеркивают данные по степени фракционирования La и Yb. Сопоставление отношений La/Yb в минералах перцолитов и щелочных базальтах дает следующие результаты:

- значения отношений La/Yb в минералах отдельных ультраосновных включений отличаются постоянством и малы по величине (1–3);
- аналогичные значения отношений La/Yb характеризуют минералы пространственно разобщенных образцов;
- значения отношений La/Yb в анализируемых щелочных базальтах непостоянны (отличаются друг от друга на 1–2 порядка).

В табл. 28 приведены экспериментально установленные коэффициенты распределения РЗЭ между силикатным расплавом и находящимися с ним в равновесии вкрапленниками минералов (клинопироксен, ортопироксен, оливин) [180]. В соответствии с этими коэффициентами были рассчитаны содержания РЗЭ (Ce, Sm, Yb) в минералах, которые бы находились в равновесии с расплавом, соответствующим по составу среднему щелочному

катным расплавом и находящимися с ним в равновесии вкрапленниками минералов (клинопироксен, ортопироксен, оливин) [180]. В соответствии с этими коэффициентами были рассчитаны содержания РЗЭ (Ce, Sm, Yb) в минералах, которые бы находились в равновесии с расплавом, соответствующим по составу среднему щелочному

Таблица 28. Коэффициенты распределения РЗЭ

Минерал	La	Ce	Eu	Yb
Оливин	0,001	0,002	0,002	0,002
Ортопироксен	0,003	0,01	0,013	0,05
Клинопироксен	0,10	0,26	0,20	0,28
Гранат	0,02	0,22	0,32	4,0
Амфибол	0,2	0,52	0,59	0,49
Слюдя	0,03	0,03	0,03	0,04

П р и м е ч а н и е. Коэффициенты распределения несовместимых элементов приведены по [72]. Состав существующей жидкости базальтовый.

базальту Дальнего Востока. Анализ этих данных совместно с данными табл. 22–24, где приведены содержания редкоземельных элементов в минералах ультраосновных включений, свидетельствует о существенном расхождении абсолютных содержаний РЗЭ в одноименных минералах вкрапленников (равновесных с базальтом) и минералах ультраосновных включений. Рис. 32 демонстрирует отсутствие какого-либо подобия кривых распределения РЗЭ в сравниваемых образованиях (особенно для клинопироксенов и оливинов). Все это говорит о том, что минералы ультраосновных включений находились не в равновесии с вмещающим их щелочным базальтом, т. е. отсутствует геохимическая близость (по распределению РЗЭ) между ультраосновными включениями и вмещающими их щелочными базальтами.

Характерной чертой ультраосновных включений являются значительные вариации в содержании легких и тяжелых РЗЭ. Для них можно выделить два типа фракционирования: 1) обогащение легкими РЗЭ по отношению к тяжелым и 2) слабое обогащение тяжелыми РЗЭ по отношению к легким. Первый тип характерен для большинства лерцолитовых включений юга Дальнего Востока, а второй – для лерцолитов в бассейне рек Кананыги и Вилиги. Для обсуждения результатов составлен сводный график (рис. 33) с использованием данных анализа содержания РЗЭ в лерцолитовых включениях юга Дальнего Востока и других регионов [163, 164, 196, 207 и др.], в лерцолитах кимберлитов [11], альпинотипных гипербазитах [129 и др.], в лерцолитах океанических хребтов [10], в ультраосновных породах расслоенных plutонов [13] и высокотемпературных перидотитах [129 и др.].

В настоящее время обсуждаются геохимические модели верхней мантии, согласно которым содержание РЗЭ в верхней мантии превышает более чем в 2 раза содержание в хондритах [11 и др.]. Необходимо иметь в виду, что анализируемые нами породы вряд ли представляют собой недифференцированную верхнюю мантию или простой остаток после ее частичного плавления. Вместе с тем при использовании абсолютных содержаний РЗЭ и типа их фракционирования представляется возможным подразделить породы на тугоплавкий остаток (после различных степеней частичного плавления и удаления базальтовой магмы) и продукты кристаллизации магмы в условиях высоких температур и давлений (+ материал слабодифференцированной мантии). На рис. 34 показаны: а) экспериментально определенные показатели фракционирования РЗЭ для парциальных расплавов [198] и б) расчетные содержания РЗЭ в тугоплавком остатке после выплавления базальтоидных магм [163]. Из этих данных следует, что между двумя этими типами существует принципиальная разница: для РЗЭ тугоплавкого остатка характерен тип кривой с минимумом в области легких РЗЭ при значении тяжелых РЗЭ, близких к исходному веществу; для расплавов (разная степень парциального плавления) возрастает общее содержание РЗЭ и отношение La/Yb (по сравнению с хондритовым). Содержание любого лантаноида в парциальном расплаве выше, чем в исходном субстрате. Это позволяет наметить определенные критерии для распознавания природы пород (при условии "правоподобной" оценки содержания РЗЭ в породах верхней мантии).

Из сравнения рис. 28 и 34 следует, что по крайней мере часть кривых

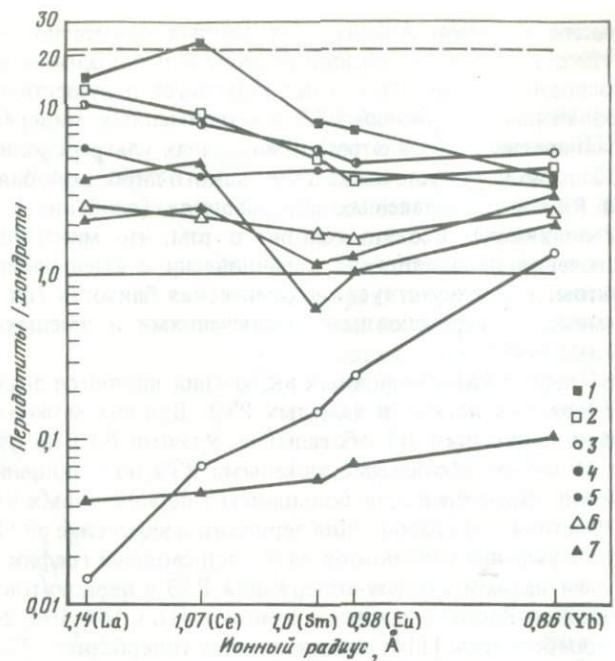


Рис. 33. Сводный график распределения РЗЭ в ультраосновных породах

1 — перидотиты о-ва Св. Павла [129];
 2 — перидотиты Мончегорского plutона [13];
 3 — перидотиты высокотемпературных интрузий [129];
 4 — гранатовые лерцолиты из трубки Обнаженная [11];
 5 — перидотиты Полярного Урала [129];
 6 — лерцолиты океанических хребтов [10];
 7 — ультраосновные включения из базальтов Дальнего Востока

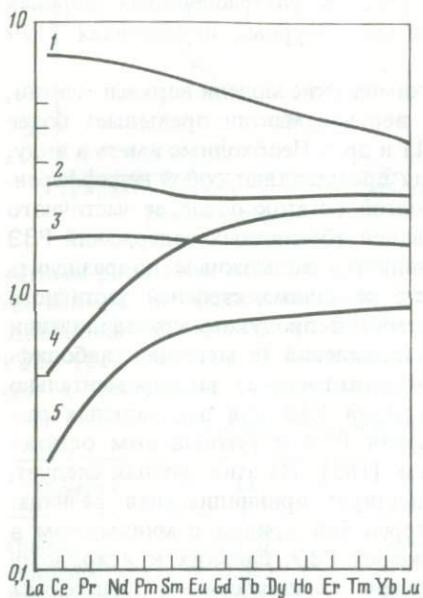


Рис. 34. Экспериментальные (1-3), по [193], и расчетные (4, 5), по [163], кривые распределения РЗЭ в парциальных расплавах и тугоплавких остатках

По оси ординат — ионный радиус лантаноидов, Å

распределения РЗЭ может быть интерпретирована на основании реститовой модели. Это наиболее характерно для высокотемпературных перидотитов Лизард [129] и для некоторых глубинных включений Австралии [163]. Когда в образцах наблюдается обогащение лантаноидами, некоторые исследователи [163] рассматривают это как результат влияния захороненной

базальтовой жидкости. Между тем и в этих случаях содержание тяжелых РЗЭ составляет от 0,2 до 1 хондритового отношения. В рамках хондритовой модели это должно соответствовать тугоплавкому остатку.

Более сложна интерпретация природы многих других пород, в том числе и лерцолитовых включений континентальной окраины Азии. Однако если оценки содержания РЗЭ в породах мантии близки к действительным, то они не могут рассматриваться в качестве реститов. Для данной совокупности пород правомерно обсуждение двух вариантов их природы: это либо образцы слабодифференцированной мантии, либо продукты кристаллизации расплава, хотя такое разделение весьма условно, поскольку противопоставляются объекты, один из которых имеет реальный геологический смысл, а второй — производный теоретической модели. Среди кривых распределения РЗЭ, превосходящих более чем в 2 раза хондритовое отношение, установлены такие, у которых соотношение La/Yb составляет ~ 3 , и другие — с соотношением La/Yb, близким к хондритовому. К представителям первой группы относятся лерцолитовые включения континентальной окраины Азии, перидотиты Мончегорского плутона и о-ва Святого Павла, часть лерцолитов из кимберлитов, ко второму — лерцолиты срединных океанических хребтов. Последние по типу распределения РЗЭ и отношению La/Yb могут рассматриваться как материал слабодифференцированной мантии. Сходство кривых распределения РЗЭ в породах первой группы и магматических жидкостях высоких степеней плавления, высокое отношение La/Yb позволяют принять магматическую модель образования этих пород. Учитывая минералогические особенности включений шпинелевых перидотитов, можно предположить, что их формирование происходило в условиях верхней мантии, хотя это предположение лишь о возможной первичной природе вещества ультраосновных включений.

Выше было рассмотрено распределение малых химических элементов в ультраосновных включениях в рамках петрологических моделей их образования. Вместе с тем эти породы, являясь фрагментами вещества глубинных недр Земли, располагаются на определенных уровнях в литосфере. Изучая статистическую картину распределения редкоземельных элементов в вертикальном разрезе литосферы через коэффициенты их распределения между минералами ксенолитов, мы таким образом накапливаем и систематизируем факты, позволяющие выявлять закономерности распределения и поведения малых химических элементов, проверяем справедливость петрологических моделей состава и строения верхней мантии. В этой связи рассмотрим коэффициенты распределения РЗЭ между породообразующими минералами ультраосновных включений.

Коэффициенты распределения РЗЭ для пары ортопироксен/клинопироксен показаны в табл. 29 и на рис. 35. Для легких лантаноидов (La, Ce) установлены существенные колебания отношений, которые изменяются от 0,22–0,31 (обр. 3) до 1,91–1,64 (обр. 8). В случае тяжелых РЗЭ (Yb) отношение коэффициентов распределения составляет 5,1, т.е. разброс значений в целом несколько меньше. Во всех анализируемых образцах коэффициенты распределения La и Ce значительно превышают подобные коэффициенты Sm.

В табл. 30 приведены коэффициенты распределения РЗЭ между ортопироксеном и клинопироксеном из шпинелевых перидотитов, взятые 7. Зак. 561

Таблица 29. Распределение редкоземельных элементов между минералами ультраосновных включений

Номер образца	Ортопироксен/клинопироксен				
	La	Ce	Sm	Eu	Yb
1	0,12	0,11	0,01	0,22	0,27
3	0,23	0,31	0,037	0,75	0,28
4	0,28	0,28	0,086	0,39	0,22
6	0,03	0,04	0,50	0,46	0,20
7	0,70	0,70	0,03	0,15	0,02
8	1,91	1,64	0,02	0,14	0,36

Таблица 29 (окончание)

Номер образца	Olivин/клинопироксен				
	La	Ce	Sm	Eu	Yb
1	0,10	0,09	0,009	0,19	0,31
3	0,31	0,31	0,116	0,02	0,24
4	0,45	0,44	0,005	0,10	0,19
5	0,25	0,17	0,20	0,01	0,45
6	0,02	0,03	0,03	0,17	

Приложение. Номера проб см. в табл. 26.

Таблица 30. Распределение РЗЭ между ромбическим и моноклинным пироксенами

№ п/п	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu
1	1,10	0,90	0,90	0,89	3,0	3,7
2	0,40	—	0,33	0,33	1,9	2,1
3	0,40	0,26	0,36	0,42	1,9	2,6
4	0,11	0,16	0,38	0,43	2,7	3,4
5	0,16	0,17	0,28	0,34	2,0	2,3
6	0,07	0,10	0,28	0,43	2,5	3,1
7	0,06	0,09	0,29	0,36	2,3	2,7
8	0,07	0,10	0,34	0,38	2,5	2,8
9	0,10	0,08	0,28	0,32	1,9	2,3
10	0,06	0,07	0,15	0,19	1,6	2,0

Примечание. 1–6 – из [226]; 7–10 из [207].

из работ [163, 183, 207, 226]. Отчетливо виден разброс исследуемых характеристик, что свидетельствует о многообразии факторов, влияющих на распределение малых элементов между минералами.

Коэффициенты распределения РЗЭ между оливином и клинопироксеном, приведенные в табл. 29 и на рис. 36, в целом имеют те же значения и особенности, что и между ромбическим и моноклинным пироксенами.

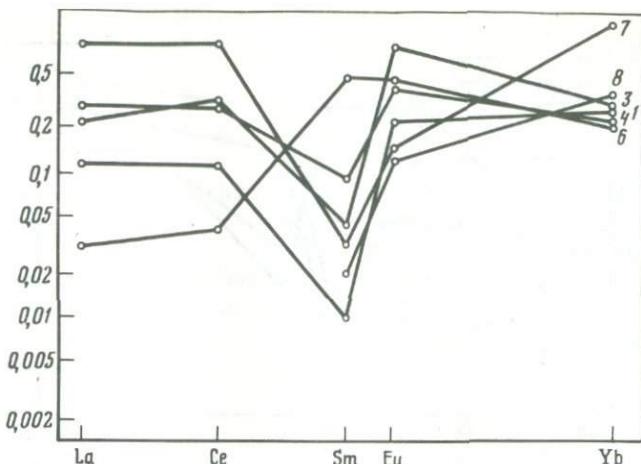


Рис. 35. Распределение РЗЭ между ромбическим и моноклинным пироксенами. Номера проб см. в табл. 26

Для лантанита и церия (La, Ce) отношения изменяются от 0,02–0,03 (обр. 6) до 0,45–0,44 (обр. 4), а в случае иттербия (Yb) – от 0,19 (обр. 4) до 0,45 (обр. 5).

К сожалению, в литературе имеется мало информации о распределении лантаноидов между оливином и клинопироксеном. Судя по опубликованным данным [226], близость отношений наблюдается для тяжелых редкоземельных элементов, тогда как для средних и легких лантаноидов размах колебаний более значителен.

Выше было показано, что характер взаимоотношений между породообразующими минералами шпинелевых лерцолитов равновесный. Это значит, что существует конкретная взаимосвязь между минералами по главным окислам (MgO , Al_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O , Cr_2O_3). Распределение малых химических элементов в этих породах также должно определяться теми же факторами, т.е. составом пород, физико-химическими условиями равновесия. Редкоземельные элементы являются литофильными, т.е. их поведение в геохимических процессах соответствует поведению щелочных и щелочноземельных элементов.

В работах многих исследователей показано, что распределение редкоземельных элементов между минералами существенно зависит (при прочих равных условиях) от ионных радиусов этих элементов; последние могут замещать в определенных структурных позициях породообразующие элементы [207, 226 и др.]. Как следует из изложенного материала, а также из многочисленных опубликованных работ, породообразующие минералы шпинелевых лерцолитов по степени содержания РЗЭ можно расположить в следующем порядке: клинопироксен–ортопироксен–оливин–шпинель. Причем наибольшие различия установлены для легких лантаноидов. Из рассматриваемых минералов только моноклинный пироксен имеет структуру, в которую могут входить редкоземельные элементы. В этом минерале катионы, связывающие Si_2O_6 цепочки, находятся в двух незквивалентных положениях M_1 и M_2 [33]. В позиции M_1 катионы имеют правильную

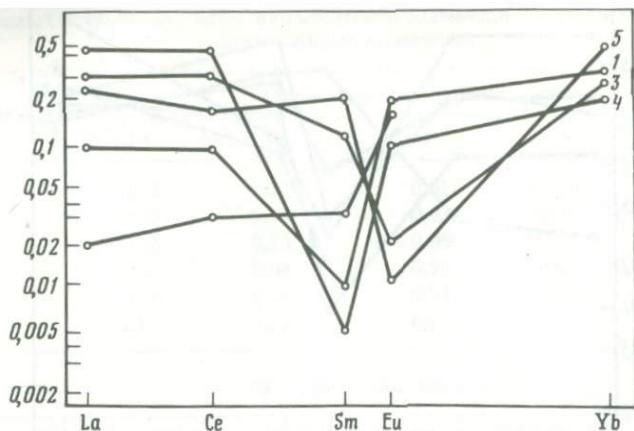


Рис. 36. Распределение РЗЭ между оливином и моноклинным пироксеном. Номера проб см. в табл. 26

октаэдрическую координацию, а в позиции M_2 она менее правильная. Установлено, что в кальциевых и натриевых клинопироксенах позицию M_2 преимущественно занимают крупные катионы Ca и Na. В составе рассматриваемых моноклинных пироксенов из шпинелевых перидотитов содержатся значительные количества чермакитового ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) и жадеитового ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) компонентов, что позволяет предполагать вхождение определенного количества лантаноидов, имеющих близкие значения ионных радиусов. Замещение кальция гольмием было показано на примере экспериментально выращенного диопсида [195].

В ортопироксene также две структурные позиции M_1 и M_2 , но размеры последней значительно меньше, чем размеры соответствующей субструктуры в моноклинных пироксенах. Однако наличие устойчивых примесей Ca и Na в изучаемых ортопироксенах допускает возможность вхождения некоторых количеств малых элементов в структуру этого минерала. Еще меньше возможностей для вхождения крупных лиофильных элементов имеют кристаллические решетки оливина и шпинели.

Из сказанного ясно, что отношение концентраций редкоземельных элементов в парах Opx/Cpx и Ol/Cpx определяется степенью близости ионных радиусов основных катионов в позиции M_2 и ионными радиусами лантаноидов в октаэдрической координации. Поскольку позицию M_2 в основном заселяют Ca^{2+} , то за основу был выбран его ионный радиус [207]. Предполагалось, что те из редкоземельных элементов, чей радиус наиболее близок к радиусу Ca^{2+} , должны максимально концентрироваться в моноклинном пироксене. Наиболее близкие ионные радиусы имеют Nd, Sm и Ce, т.е. элементы, расположенные в середине ряда лантаноидов. Поэтому кривая распределения Opx/Cpx и Ol/Cpx должна иметь U-образную форму с минимумами вблизи этих элементов. Из-за сложностей в определении Nd основное внимание обратим на форму кривой вблизи Sm и Ce. Однако ожидаемого соответствия между рассчитанными кривыми распределениями РЗЭ между Opx/Cpx и Ol/Cpx не наблюдается (см. табл. 29, 30). С использованием модели локальных деформаций кристал-

лической решетки, были рассчитаны для пары Срх/Орх отношения активностей редкоземельных элементов и найдено, что максимум соответствует Се [207]. Несмотря на то что в этой модели много допущений, она также не может описать всего многообразия кривых распределения РЗЭ между Орх/Срх и ОI/Срх. Р. Стош [226], взяв за основу модель Нагасавы [202], предложил для расчета коэффициента распределения следующее уравнение:

$$\ln 0 = -A(\Delta r)^2/T,$$

где T – температура по Кельвину; Δr – разность между полными радиусами малых и основных элементов в соответствующей структурной позиции; A – постоянная, зависящая от упругих свойств кристалла. Согласно этой модели при постоянной температуре логарифм коэффициента распределения кристалл/расплав линейно зависит от $(\Delta r)^2$. Было показано [226], что для пары Орх/Срх модель работает от La до Nd или Sm, а в случае пары ОI/Срх – до Dy или Ho. Для легких лантаноидов соответствие не наблюдается.

В нашем случае (рис. 35, 36) эта модель не работает. По-видимому, единственное правильное объяснение состоит в том, что важную роль в распределении легких лантаноидов между минералами играют не только структурные факторы, но и контаминация за счет граничных поверхностей зерен, а также флюидных включений в минералах. В работе [137] показано, что крупные ионы лиофильных элементов, такие, как K, Rb, Sr, легкие редкие земли могут концентрироваться на поверхности зерен. Вследствие этого в ксенолитах шпинелевых перидотитов перечисленные элементы будут равномерно рассеяны между всеми минералами. Изучение границ зерен во включениях шпинелевых перидотитов свидетельствует о наличии тонкой лейкократовой минеральной пленки между ними [57]. Судя по характеру профилей, полученных на микроанализаторе, границы выполнены офитовым веществом субполевошпатового состава с избыточными содержаниями щелочей.

Крупные ионы лиофильных элементов могут концентрироваться во флюидных включениях, присутствие которых постоянно отмечается в минералах ксенолитов [200, 215 и др.]. В разностях оливина с флюидными включениями содержится значительно больше легких лантаноидов, Rb и Sr [226, 244].

Таким образом, анализ существующих данных по содержанию редкоземельных элементов в минералах ксенолитов и выяснение возможностей использования физико-химических моделей для объяснения типов распределения РЗЭ между минералами показывают следующее: а) определенные концентрации тяжелых и части промежуточных элементов являются истинными, распределение элементов между минералами описывается физико-химическими моделями; б) на содержание легких лантаноидов в минералах влияют не только структурные, но и побочные факторы, такие, как межзерновые границы и флюидные включения в минералах.

Рассмотренный материал отражает некоторые закономерности поведения лиофильных элементов в фации шпинелевых перидотитов. Основными концентраторами лантаноидов в этой фации являются клинопироксены; линия распределения РЗЭ в них примерно параллельна оси ординат, а содержание в 2–15 раз превышает хондритовые. Для ортопироксенов и оли-

винов тренды фракционирования более сложные, что, как указано выше, связано с рядом побочных явлений. Поскольку в составе рассматриваемых ультраосновных включений преобладают оливин и ортопироксен, необходимо вводить определенные корректизы при рассмотрении содержания легких и части промежуточных редкоземельных элементов в ксенолитах ультраосновных пород. Ясно, что оно должно быть несколько ниже, чем измеренные. При прогнозе распределения РЗЭ в моноклинных пироксенах, образовавшихся при различных P и T фации шпинелевых перидотитов, необходимо учитывать закономерности изоморфных замещений в этих минералах. Как показано в гл. 4, с повышением P и T в клинопироксенах происходит возрастание содержания жадеитового (в меньшей степени чермакитового) и уменьшение диопсидового и геденбергитового миналов. Вхождение Na, Al должно еще в большей степени искажать структуру M_2 , что может приводить к увеличению содержаний лантаноидов в клинопироксенах.

Следующей по глубинности является фация гранатовых перидотитов. Существующие данные по распределению РЗЭ в гранатовых перидотитах и эклогитах многочисленны и охватывают все кимберлитовые провинции мира. Мы остановимся лишь на рассмотрении содержания редкоземельных элементов в гранатсодержащих ксенолитах Сибирской платформы [31, 34, 61, 84 и др.]. Содержание РЗЭ резко растет от оливина к ромбическому пироксену, далее к моноклинному пироксену и гранату. При этом выявляется избирательность накопления РЗЭ в разных минералах: обогащенность легкими РЗЭ пироксенов, а тяжелыми — граната. Абсолютные содержания РЗЭ в оливинах, ромбических и моноклинных пироксенах из гранатовых перидотитов выше, чем содержания этих элементов в минералах шпинелевых перидотитов, причем для клинопироксенов всех глубинных пород отношения La/Yb значительно выше 1. Это, по-видимому, связано с тем обстоятельством, что в случае фации шпинелевых перидотитов клинопироксен является основным носителем всех лантаноидов, а с переходом к фации гранатовых перидотитов происходит перераспределение лантаноидов, при этом клинопироксен накапливает легкие РЗЭ, а гранат — тяжелые.

Приблизительный расчет баланса РЗЭ в гранатовых перидотитах показывает, что эти породы в целом имеют хондритовый тип распределения РЗЭ, но обогащены ими по сравнению с исследованными шпинелевыми перидотитами и углистым хондритом в 6–8 раз больше и незначительно контаминированы легкими лантаноидами [34, 84 и др.] (см. табл. 25). Таким образом, имеющаяся к настоящему времени информация о содержании редкоземельных элементов в породах шпинелевой и гранатовой фаций глубинности позволяет сделать вывод о том, что с глубиной в пределах рассматриваемых фаций увеличивается абсолютное содержание литофильных элементов.

Вместе с тем рассматриваемые породы гранатовой фации характеризуют литосферу древних платформ, геологическая история которых существенно отличается от развития складчатых поясов. Многие данные указывают, что еще на ранних этапах развития нашей планеты в этих регионах в результате метаморфических и магматических процессов происходила дифференциация вещества верхней мантии до глубин свыше 100 км. Сопоставление

Рис. 37. Расчетные кривые содержаний РЭЭ в магмаобразующих субстратах по отношению к хондритам

1 — для неоген-четвертичных базальтов;
2 — для меймечитов; 3 — для юрских щелочных базальтоидов

пиролсодержащих ультраосновных пагенезисов из кимберлитов с аналогичными породами из щелочно-базальтоидных построек показывает различия в химическом составе слагающих их минералов [68 и др.].

Используя современные представления о механизмах формирования магматических масс и эмпирические данные по коэффициентам распределения элементов между твердыми и жидкими фазами, мы попытались оценить геохимические параметры глубинного вещества, из которых формировались основные и ультраосновные расплавы на севере Сихотэ-Алинской складчатой области.

Простые модели частичного плавления многоминеральной мантийной породы базируются на следующих допущениях: образующаяся магматическая жидкость находится в химическом равновесии с твердым остатком некоторое время, пока в результате изменения тектоно-физических условий не происходит ее удаление из камеры.

Уравнение, описывающее поведение малых элементов при процессах частичного плавления [166], имеет вид

$$C^*/C^0 = 1/D_o + F(1 - D_o), \quad (1)$$

где F — степень плавления; C^0 — концентрация элемента в исходном веществе; C^* — концентрация элемента в магме; D_o является общим коэффициентом распределения, который рассчитывается исходя из весовых количеств каждого минерала и частных коэффициентов распределения.

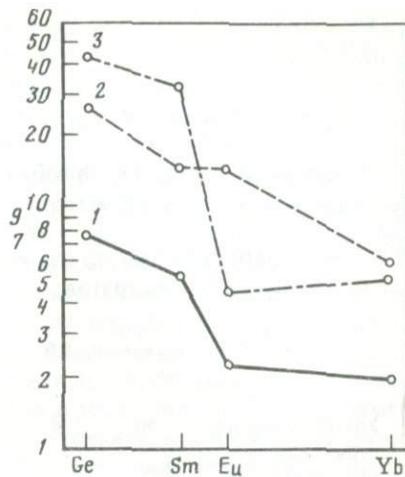
В первом приближении можно полагать, что коэффициенты распределения редкоземельных элементов остаются постоянными при параметрах T и P , соответствующих основному и ультраосновному магматизму, а также валовому составу пород.

Учитывая опыт петрологического изучения глубинных ксенолитов и магматических пород, рассмотрим два модельных состава вещества — источника магматического расплава:

а) для юрских щелочных базальтоидов: оливин — 60%, ортопироксен — 25, клинопироксен — 10, амфибол — 5%;

б) для меймечитов и неоген-четвертичных щелочных базальтоидов: оливин — 60%, ортопироксен — 25, клинопироксен — 10, гранат — 5%.

Для расчетов используем частные коэффициенты распределения, взятые из [72]:



Тип субстрата	D_O Rb	D_O Sr	D_O Ce	D_O Sm	D_O Eu	D_O Yb
a)	0,016	0,035	0,022	0,056	0,069	0,264
б)	0,010	0,010	0,012	0,031	0,040	0,242

Основную формулу (1) преобразуем к виду

$$C^0 [F/(1 - D_O) + D_O]/C^*$$

Ниже приводятся результаты вычислений геохимических характеристик магмообразующих субстратов:

Тип магматизма	Степень плавления, %	Rb	Sr	Ce	Sm	Eu	Yb
Ультраосновные субвулканические породы	50	4	15,15	16,50	2,26	0,83	0,95
Юрские базальты	5	3,59	80,17	27,36	4,90	0,25	0,81
Неоген-четвертичные базальты	3	1,29	32,63	4,88	0,79	0,13	0,32

Эти модели, как и механизм плавления, основаны на различных, хотя и однотипных, допущениях и не претендуют на близкореальные, но они могут быть использованы для сопоставления геохимических характеристик глубинного вещества.

Представленная на рис. 37 расчетная кривая концентраций редкоземельных элементов в субстрате, из которого формировались неоген-четвертичные базальты, в целом близка кривой валовых концентраций РЗЭ в гранатовом лерцолите из трубки "Мир". Иная картина установлена для расчетных кривых распределения лантаноидов, характеризующих магмообразующее вещество верхнеюрско-нижнемеловых щелочных базальтов и меймечитов. Субстрат, из которого они формировались, обогащен легкими и частично средними лантаноидами, что не свойственно модельным составам, которые обычно используются при петрологических построениях. Вероятнее всего, в этом случае имела место локальная концентрация названных элементов, обусловленная магматическими или другими процессами.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ СТРОНЦИЯ

В последнее время проводятся широкие исследования изотопного состава стронция не только для определения возраста пород на основе измерения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но и в связи с возможностью использования информативности Rb-Sr данных для решения геохимических задач. С помощью этого метода находится так называемое первичное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), величина которого зависит от геохимической истории стронция и, в частности, отражает отношение Rb/Sr в системах, где он ранее находился. Несмотря на некоторую неопределенность предшествующей геохимической истории стронция, данное направление является перспективным при решении проблемы химических (изотопных) неоднородностей литосферы и астеносферы, их соотношений во времени и пространстве. Возникновение и развитие областей с различными отношениями Rb/Sr и

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ является следствием перераспределения и (или) удаления определенных количеств лиофильных элементов в результате крупных геологических событий. Построение реалистичной модели эволюции изотопов стронция для глубинных недр земли требует точных изотопных данных по породам мантийного происхождения. Для изучения изотопной неоднородности литосферы и астеносферы удобнее использовать базальты как наиболее широко распространенные продукты мантийного магматизма в различных геодинамических обстановках и приуроченные к различным тектономагматическим циклам докембрия и фанерозоя [12].

Как отмечалось выше, в Сихотэ-Алиньской складчатой области широко развиты продукты геосинклинального и субплатформенного вулканизма. В геосинклинальном разрезе щелочные базальтоиды встречаются на нескольких уровнях, причем наиболее мощная вспышка щелочного вулканизма приурочена к юре–нижнему мелу (джаурская свита), т.е. ко времени замыкания геосинклинали. В этих же отложениях встречаются субвулканические тела ультраосновных пород со щелочной тенденцией. Заключительный этап субплатформенного вулканизма характеризуется неоген-четвертичными щелочными базальтоидами. Ранее на основании данных химических анализов, изучения флюидных включений в мегакристаллах минералов и содержания редкоземельных элементов были показаны определенные различия между древними и молодыми щелочными эфузивами. Существующие различия между ними могли быть вызваны как физико-химическими условиями выплавления, так и локальными неоднородностями в составе исходных глубинных субстратов, из которых формировались основные магмы. В этой связи на основании изучения изотопов стронция в разновозрастных базальтоидах, а также меймечитах представляется возможным получить определенную геохимическую информацию по вопросам: 1) имели ли место геохимические неоднородности магмообразующего субстрата на заключительной стадии развития геосинклинали и 2) каковы геохимические различия глубинного вещества, из которого формировались щелочные базальты на геосинклинальном и субплатформенном этапах развития региона.

Нами проанализировано содержание Rb, Sr и изотопов стронция в основных и ультраосновных вулканических породах. Результаты приведены в табл. 31. Геосинклинальный разрез характеризуют юрские щелочные базальтоиды (A-4, 51g/3, 57v/8) и меймечиты (49a, 47a, 5e, 5г). Магматические образования субплатформенного этапа представлены неоген-четвертичными щелочными базальтоидами (A-1, A-2, A-3) из Анюйской группы вулканов. Методика определения и приготовления проб рассмотрена в гл. 1.

Значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, установленные в юрских щелочных базальтоидах, равны $0,7025 \pm 0,0002$ (среднее по 3 образцам). Эта величина не выходит за пределы значений, характерных для базальтоидов срединно-океанических хребтов, драгированных со дна океанов и керна глубоководных скважин [72, 127]. Наиболее близки они базальтам океанического дна, отличительные черты которых – толеитовый состав, низкое содержание калия, высокое отношение K/Rb и низкое – Rb/Sr. Отношение изотопов стронция в мегакристаллах амфибола из юрских пород составляет 0,7021, что ниже, чем во вмещающих эфузивах.

Таблица 31. Содержание K_2O , Na_2O , Rb , Sr и изотопные отношения Sr
в вулканических породах Сихотэ-Алиня

Породы	Номер образца	K_2O , вес.%	Na_2O , вес.%	Rb , $\times 10^{-6}$ г/г	Sr , $\times 10^{-6}$ г/г	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Щелочные базальты	A-1	2,72	3,70	46,5	885,1	0,052	0,7045
	A-2	1,83	2,74	18,4	803,9	0,022	0,7045
	A-3	2,84	3,41	60,6	777,0	0,078	0,7048
Щелочные базальтоиды	A-4	3,39	3,56	46,4	1237,1	0,037	0,7026
	51д/3	3,82	1,47	90,7	752,7	0,12	0,7027
	57в/8	1,89	1,95	28,2	912,4	0,03	0,7024
Меймечиты	49а	0,22	0,04	11,1	31,0	0,35	0,7015
	47а	0,02	0,01	10,1	31,2	0,32	0,7042
	5е	—	—	9	29,0	0,31	0,7045
	5г	—	—	13,6	35,7	0,38	0,7016

Приложение. K_2O , Na_2O анализировались с помощью пламенной фотометрии, Rb , Sr — с помощью гамма-флюоресцентной спектроскопии.

Неоген-четвертичные базальтоиды имеют стронциевые отношения, равные $0,7046 \pm 0,0002$ (среднее по 3 образцам), что находится в соответствии со стронциевыми отношениями в породах континентальных базальтоидных провинций земного шара и части океанических островных базальтов [127]. Вместе с тем они значительно отличаются от величин отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в рассматриваемых юрских щелочных эфузивах. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, установленные в мегакристаллах клинопироксена, равны 0,7016 (среднее по 2 измерениям). Эта величина значительно ниже, чем стронциевые отношения в базальтах.

Измерения изотопного состава стронция ультраосновных субвулканических пород (меймечитов) проводились в образцах из двух пространственно разобщенных тел. В пределах каждого из них стронциевые отношения составляют 0,7016–0,7015 и 0,7045–0,7042. По каждому из измерений получены стабильные результаты.

Считается, что основные расплавы в случаях быстрого их продвижения к поверхности наследуют изотопный состав стронция исходного магмо-генерирующего субстрата. Однако в каждом конкретном случае необходимо показывать, что стронций в магме не был контаминарован за счет инородного стронция и стронций магматических пород идентичен стронцию источника. Последнее положение обычно не анализируется; принимается, что эффекты фракционирования изотопов стронция незначительны. Для исследуемых образцов можно предположить несколько типов контаминации. Один из них обусловлен присутствием в анализируемых базальтоидах обломков ультраосновных пород. Судя по опубликованным работам, в ксенолитах шпинелевых перидотитов концентрация стронция на порядок ниже, чем во вмещающих базальтах [137, 148 и др.]. Нашими наблюдениями установлено отсутствие массового расплавления ультраосновных пород в базальтовом расплаве. А поскольку для анализов отбирались образцы базальтов, лишенные обломков инородных пород, то представляет-

ся маловероятным значимое смещение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рассматриваемых базальтоидах за счет такого рода загрязнения.

Отклонение от истинного значения можно ожидать за счет постмагматического изменения верхнеюрско-нижнемеловых базальтоидов и меймечитов. В ряде работ на примере в разной степени измененных основных эфузивов показаны возможные смещения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Так, например, стронциевые отношения в свежих базальтоидах составляют 0,70519, а в наиболее измененных за счет развития ассоциации альбит, сфеен, кальцит, эпидот – 0,70467, т.е. разница составляет 0,00052 [171]. Как уже было отмечено, юрские базальтоиды изменены слабо, за исключением участков вблизи обломков ультраосновных пород. Следовательно, можно считать, что полученные отношения изотопов стронция в базальтоидах являются первичными. Менее определенно можно говорить о соответствии первичным этих характеристик в меймечитах. Низкие абсолютные концентрации стронция в этих породах допускают возможность связать флюктуацию стронциевых отношений с контаминацией инородным стронцием. Для данных исследований отбирались наименее измененные образцы, т.е. образцы только с частично серпентинизированным оливином. Имеющиеся в литературе данные о влиянии серпентинизации на отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ противоречивы. В работе [194] указывается, что серпентинизация кимберлитового (ультраосновного) материала не оказывает влияния на изменение изотопного состава стронция. Согласно данным [160], серпентинизация смещает стронциевые отношения в сторону увеличения. Полученные результаты на образцах слабо и сильно серпентинизированных шпинелевых и гранатовых перidotитов из кимберлитов трубы "Удачная" показали, что при серпентинизации возрастает первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [52 и др.]. Во всех названных работах смещение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ происходит при высоких степенях этого процесса.

Таким образом, серпентинизацией нельзя объяснить столь различные отношения изотопов стронция в пределах отдельных небольших тел (0,7016–0,7042) по причинам, названным выше, а также из-за того, что основным концентратором стронция в меймечитах является не оливин, а основная масса, которая практически не изменена.

Вероятнее всего, контаминация возможна только при длительных остановках в продвижении ультраосновной магмы, которых должно быть не менее двух (см. гл. 4): на уровнях кристаллизации парагенезиса вкрашенников (оливин+хромшпинелид), т.е. на глубинах ~ 40 км и при рекристаллизации основной массы вблизи поверхности. Однако обсуждать по имеющимся данным вопрос о первичных значениях стронциевых отношений в меймечитах не представляется возможным.

Можно оценить отношение Rb/Sr в веществе источника, из которого образовались ультраосновные расплавы. Главное требование для сохранения в магме этого отношения заключается в том, чтобы в процессе частичного плавления не сохранились остаточные фазы, богатые Rb и (или) Sr, и в процессе дифференциации исходного расплава не отделилась фаза, богатая этими элементами [127]. Этим требованиям удовлетворяют меймечиты, у которых на ликвидусе в широком интервале температур и давлений кристаллизуются хромшпинелид и оливин; остаток исходного вещества после удаления таких расплавов имеет существенно оливиновый состав.

Содержание Rb, Sr и отношения Rb/Sr в таких реститовых, существенно оливиновых породах должны быть низкими. Так, например, в оливинах ультраосновных включений содержания Rb и Sr соответственно равны 0,12 и 1,96 ($Rb/Sr = 0,057$); 0,069 и 1,03 (0,063); 0,035 и 0,421 (0,091) [202]. Следовательно, отношения Rb/Sr, установленные в субвулканических ультраосновных породах, соответствуют (по крайней мере, такого же порядка) аналогичным отношениям в веществе, послужившим источником этих пород. Среднее по четырем измерениям дает значение $\sim 0,35$ (крайние значения 0,31–0,38). Отношение, определенное в ультраосновных коматитах Австралии, равно 0,20 (11 измерений), а в родона-

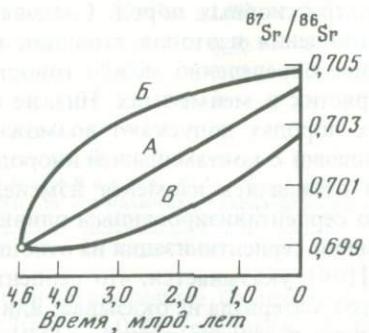


Рис. 38. Эволюционный путь изотопов Sr для верхней мантии в зависимости от изменений отношений Rb/Sr (пояснение см. в тексте)

чальных мантийных областях океанических островных базальтов ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7037$) составляет 0,025 (рассчитанное в [127]). Абсолютное содержание Rb в меймечитах соответствует величине этого элемента в толеитовых базальтах, а стронция — находится на уровне содержания в ксенолитах ультраосновных пород [84]. Установленные высокие отношения Rb/Sr не только в меймечитах, принадлежащих субщелочной серии, но и в толеитовых коматитах следует, по-видимому, связывать с общими специфическими условиями генерации и подъема ультраосновных расплавов. Ясно одно, что обогащение Rb рассматриваемых ультраосновных расплавов могло произойти незадолго до их отделения от магмообразующего субстрата или в процессе подъема. В противном случае отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ было бы значительно выше.

Для древних эффузивов также наблюдается несоответствие между изотопным составом стронция и отношением Rb/Sr (среднее 0,056). В исходных магмах отношения Rb/Sr не должны быть такими же, что и в тех породах, при плавлении которых они образовались, но модель распределения элементов-примесей, рассмотренных выше, указывает, что коэффициент фракционирования Rb/Sr находится в пределах 1–1,4. Остановимся более подробно на существующих моделях эволюции отношений Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ во времени.

Изменения отношений Rb/Sr в глубинном веществе, представленные как функции времени, могут дать три основные схемы длительной эволюции Земли (рис. 38). Касательная в любой точке кривой определяет отношение Rb/Sr в системе. Кривая A показывает, что верхняя мантия представляет безграничный резервуар для Rb и Sr. Вынос вещества в виде расплавов из мантии в продолжение всей геологической истории не меняет отношения Rb/Sr в мантии, или коэффициенты распределения для Rb

Таблица 32. Rb/Sr характеристики недифференцированной мантии

Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Источник
0,7045	0,029	0,0827	[154]
0,7047	0,031	0,087	[154]
0,7050	0,032	0,090	[206]

Примечание. Возраст Земли $4,55 \cdot 10^9$ лет, $\lambda \text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$.

и Sr идентичны в процессе частичного плавления, т.е. Rb и Sr перемещались из мантии в постоянной пропорции. Возможно, что вынос вверх лиофильных элементов из верхней мантии в кору компенсировался привносом этих элементов снизу. Кривая *B* показывает, что верхняя мантия представляет собой ограниченный резервуар для Rb и Sr. Непрерывное извлечение вулканических жидкостей не только фракционирует Rb и Sr, но и уменьшает содержание Rb по отношению к Sr. В верхней мантии отношение Rb/Sr со временем уменьшается. Кривая *B* показывает, что отношение Rb/Sr в мантии со временем увеличивается по многим причинам.

Полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в природных объектах сравниваются со значениями среднемантийного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в любой момент времени, вычисленными по начальному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,69898$ (см. точки *BAB* на рис. 38) в Земле 4,6 млрд. лет назад и современному среднему отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантии. Последнее значение рассчитывается на основе корреляции величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в продуктах мантийного магматизма океанических и континентальных областей кайнозоя и равно 0,70475 [12].

Как показано в работе [105], данные по архейским гнейсам с возрастом 3,8 млрд. лет, вулканическим породам с возрастом 3,5–3,3 млрд. лет, метабазитам с возрастом 3,0 млрд. лет, метаанортозитам и метадиоритам с возрастом 2,7 млрд. лет и современным щелочным базальтам свидетельствуют о том, что эти породы могли бы развиваться из мантийной системы с довольно постоянным отношением Rb/Sr, равным 0,025–0,035. Такие изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во времени могут быть описаны моделью одностадийной эволюции. В табл. 32 показаны значения средних отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, основанные на одностадийных модельных представлениях развития мантийного вещества. Полученные данные по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr для неоген-четвертичных щелочных базальтоидов также согласуются с этой моделью. При одностадийной эволюции формула, использованная в работе [219], дает возможность выполнить модельный расчет коэффициента увеличения Rb/Sr в выплавке по отношению к источнику:

$$F = (e^\lambda - e^{\lambda T_0}) / (e^{\lambda T_m} - e^{\lambda T}),$$

где F – коэффициент увеличения в выплавке Rb/Sr; T_0 – возраст Земли, равный 4,6 млрд. лет; T – возраст пород, равный 5 млн. лет для неоген-четвертичных базальтоидов; T_m – модельный возраст породы; λ – постоянная распада Rb^{87} , равная $1,39 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$. В среднем рассчитанный коэффициент увеличения составляет 50%, т.е. величина отношения Rb/Sr

Таблица 33. Коэффициенты распределения Rb и Sr

Минерал	Rb	Sr	Минерал	Rb	Sr
Оливин	0,001	0,001	Гранат	0,001	0,001
Ортопироксен	0,001	0,01	Амфибол	0,3	0,5
Клинопироксен	0,001	0,07	Слюдя	3,1	0,08

П р и м е ч а н и е. В таблице коэффициенты распределения несовместимых элементов приведены по [72]. Состав существующей жидкости базальтовый.

возросла в базальтах во время частичного плавления. Существуют и другие способы определения Rb/Sr в источнике. Как уже отмечалось, распределение рассеянных элементов описывается общим коэффициентом распределения D , который рассчитывается исходя из весовых количеств каждого минерала в парагенезисе и частных коэффициентов разделения:

$$D = \sum W_i K_{Di}$$

Коэффициенты распределения Rb и Sr для вероятных минералов мантии показаны в табл. 33. Состав исходного вещества можно задать через модельный состав Ol, Opx, Cpx, Gr. Для наших расчетов используем следующую формулу: $F = (C_0/C_i - D)/(1 - D)$, где F – степень плавления; C_0 – концентрация i -го элемента в исходном веществе; C_i – в жидкости; D – общий коэффициент разделения. Преобразуем это уравнение: $C_0 = (F - FD + D)/C_i$. Подставляя соответствующие значения, получаем, что при 2%-ной степени плавления отношение Rb/Sr в источнике равно 0,0358, а при 3%-ной – 0,04. Эта величина близка к значениям Rb/Sr, полученным еще одним способом. Используя значения возраста Земли (4,6 млрд. лет), первичное отношение изотопов стронция (0,699), измеренные в неоген-четвертичных базальтоидах, получаем, что в случае модели одностадийного развития этой системы отношение в ней должно соответствовать значению 0,035. Приведенные данные показывают, что модель одностадийной эволюции для молодых щелочных базальтов является приемлемой, а источники этих пород могут быть весьма древними и не очень обедненными крупными лиофильными элементами. Иными словами, это может быть вещество примитивной слабодифференцированной верхней мантии.

Источником информации об изотопных соотношениях Rb и Sr в обедненной мантии принято считать океанические базальты. Их среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0,7027, что соответствует значениям, полученным для верхнеюрских – нижнемеловых щелочных базальтоидов. Щелочные базальты океанических островов отличаются от толеитов срединноокеанических хребтов и островов более высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, величина которых находится в пределах 0,7026–0,7060, в среднем составляя 0,7040. Общая корреляция со щелочностью не может быть объяснена контаминацией морской водой, поскольку $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ часто постоянно для толеитовых и щелочных базальтов отдельного острова или изменяется в очень узких пределах [206].

На рис. 39 показана Rb–Sr изохона для современных океанических базальтов с ординатой Rb/Sr вместо $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Здесь же нанесены значе-

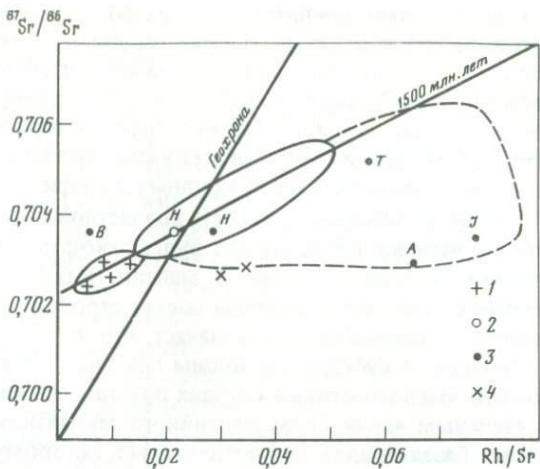


Рис. 39. Rb-Sr изохрон для современных океанических базальтов, по [72]

1 — глубоководные толеиты; 2 — толеиты островов; 3 — щелочные базальты островов; 4 — юрские эфузивы

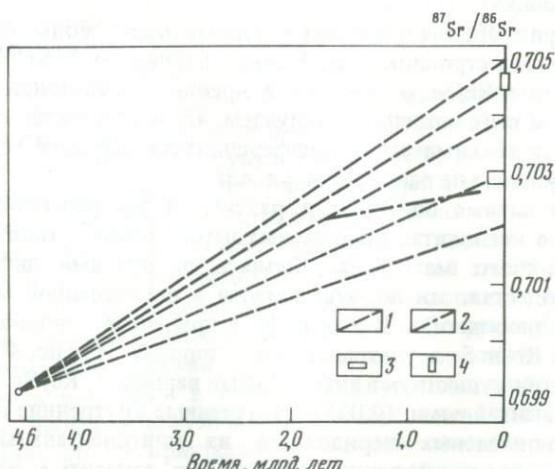


Рис. 40. Основные этапы эволюции мантийного изотопного состава стронция

1 — линии изменения изотопного состава стронция при одностадийной модели развития мантии при различных его соотношениях; 2 — линия изменения изотопного состава стронция при двухстадийной модели развития мантии; 3 — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение в юрских эфузивах; 4 — изменения изотопного состава стронция в $N - Q$ базальтах

ния $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr для исследованных базальтоидов. Щелочные базальтоиды имеют значительный разброс, особенно вправо от геохроны, частично обусловленный увеличением Rb/Sr в жидкости по отношению к источнику при небольших степенях парциального плавления. Также необходимо иметь в виду, что повышение отношения Rb/Sr в субстрате, из которого генерировались щелочные базальтоиды, происходило незадолго до их выведения из этой области. В общем случае при близких значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ толеитовых и щелочных разностей из одного участка

(острова и т.п.) необходимо принимать за Rb/Sr отношения источника значения этого отношения в толеитах. Глубоководные толеиты находятся слева от геохроны, т.е. их Rb/Sr слишком низкие, чтобы объяснить их $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастом в 4570 млрд. лет. Вместе с толеитами островов они образуют линейный тренд, который может быть интерпретирован как событие в мантии, произшедшее 1500 млн. лет назад, при котором исходное вещество было лишено некоторой части крупных лиофильных элементов, в том числе и Rb. Если правомерно приписать возрастной смысл этой линейной зависимости, то возраст 1,5 млрд. лет будет отвечать времени возникновения геохимической гетерогенности в мантии. Как уже отмечалось, в пределах отдельных островов изотопный состав стронция схож для толеитовых и щелочных базальтов. Это означает, что те и другие разности образовались из исходного субстрата с общим для них $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Все это позволяет заключить, что в некоторых случаях при определенных условиях, связанных с длительным характером мантийного магматизма, отношение Rb/Sr в щелочных базальтоидах не соответствует таковому в источнике (даже с учетом наиболее высоких коэффициентов фракционирования). По-видимому, привлечение упрощенных моделей для объяснения геохимических и изотопных характеристик океанического магматизма далеко не всегда оправданно.

Используя рис. 40, где показаны основные этапы эволюции мантийного изотопного состава стронция и полученные данные по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, и считая, что определенные Rb/Sr отношения в древних базальтоидах не соответствуют таковым в их источнике, получаем, что в рамках двустадийной модели возможная геохимическая дифференциация областей генерации этих расплавов произошла не ранее 1,5 млрд. лет.

Рассмотрим данные по Rb/Sr в различных ультраосновных породах, в том числе и в ксенолитах шпинелевых перидотитов — типичных представителях мантийного материала. Являясь продуктами дифференциации мантийного вещества, эти породы должны в определенной мере отражать изотопную неоднородность. В работе [12] приведена сводная диаграмма распределения Rb и Sr в ультраосновных породах. Из рис. 40 следует, что в верхней мантии существуют значительные вариации Rb/Sr в сопоставлении со среднемантийными (0,035). Полученные внутренние изохроны для ксенолитов шпинелевых перидотитов из континентальных щелочных базальтоидов позволяют по величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ относить к зонам мантии с пониженными Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ породы, возраст которых находится в интервале 500–1300 млн. лет, а более древний архейский лерцолит соответствует среднемантийному уровню 3400 млрд. лет назад.

ПРОЦЕССЫ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

В предыдущих разделах обсуждалось магмообразование и минерагения больших глубин нижних горизонтов земной коры и верхней мантии. Без рассмотрения типично коровых явлений – метаморфизма и гранитообразования – картина геологических процессов в пределах зон континентальных окраин будет неполной. Поэтому ниже приводятся данные по условиям образования сиалических структурных подразделений Северного Сихотэ-Алиня преимущественно на основании изучения включений в минералах.

Исследования проводились в пределах Анийского выступа метаморфических пород, представляющего собой ядро крупной купольной структуры в бассейне р. Аний. Крылья купола перекрыты триасово-юрскими и бериасскими вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями [91]. Для метаморфических пород ядра купола характерны минеральные ассоциации $\text{Gr} + \text{Stav} + \text{And} + \text{Bi} + \text{Mu} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Graph}$, $\text{Gr} + \text{And} + \text{Mu} + \text{Bi} + \text{Qz}$, $\text{Bi} + \text{And} + \text{Cor} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Graph}$.

На восточной окраине ядра купола породы испытали наиболее сильный метаморфизм с образованием парагенезиса $\text{Mu} + \text{Bi} + \text{Sill} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Mt}$ и несут признаки слабой мигматизации, что говорит об образовании пород купола в условиях андалузит-силлimanитового зонального метаморфизма [67].

Анийский купол – это выступ древнего (докембрийского?) сиалического фундамента Сихотэ-Алинской складчатой области. Сведения об изотопном возрасте пород выступа в настоящее время явно недостаточны. Калий-аргоновые датировки в 417–488 млн. лет [91] могут быть омоложены вследствие интенсивных тектономагматических процессов в мезозое. С ними связано внедрение в метаморфические породы купола больших масс гранитоидов, принадлежащих к хунгарицкой гипербазит-габбро-гранитной серии [58]. Размещение магматических пород этой серии контролируется разломами глубокого заложения. Петрохимической особенностью гранитов хунгарицкой серии является их высокая глиноземистость, что выражается в наличии в их составе двух слюд, кордиерита, граната, силлimanита, иногда андалузита. Присутствие магматогенного мусковита свидетельствует об их кристаллизации в относительно узком интервале температур (600 – 800°C) и на значительных глубинах при давлении не ниже $1,5$ – $1,7 \cdot 10^8$ бар [58]. Вокруг гранитных интрузивов формируются зоны контактowego метаморфизма шириной до 4 – 5 км.

Граниты хунгарицкой серии выносят в виде ксенолитов весь спектр залегающих здесь метаморфитов. Наиболее глубинные ксенолиты двутироксеновых сланцев [60] и гранат-биотитовых мигматизированных гнейсов [16] обнаружены в гранитах Агусинского массива, расположенного в районе устья р. Бобгасу, правого притока р. Аний.

Для выяснения термодинамических параметров и флюидного режима процессов метаморфизма и гранитообразования нами проведены термобаро-геохимические исследования глубокометаморфизованных пород ядра купола, слабометаморфизованных геосинклинальных пород его обрамления, а также гранитов Агусинского массива и содержащихся в них ксенолитов мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов.

В кварце наиболее высокометаморфизованных пород восточной части купола (район устья р. Гобилли) обнаружено несколько генераций флюидных включений. Наиболее ранними являются первичные и первично-вторичные газово-жидкие ($\text{Ж} > \Gamma$) и газовые ($\Gamma > \text{Ж}$) полностью и частично ограниченные включения, образующие зональные группы и беспорядочные скопления в кристаллах. Температуры их гомогенизации лежат в интервале 110–400°C с максимумами при 140–160, 240–250 и 350–380°C. С повышением $T_{\text{гом}}$ возрастает степень огранки включений. Криометрия газово-жидких включений показала, что в составе жидкости преобладает вода (температура оттаивания от +3 до –3°C). Среди них часты разгерметизированные (аномальные) с существенно газовым наполнением. В некоторых газово-жидких включениях отмечены мелкие непрозрачные и прозрачные кристаллики твердой фазы, последние псевдокубической формы. Растворить твердую фазу не удалось — включения взрывались после 520°C. Частичная гомогенизация происходила при $T = 350 \div 380^\circ\text{C}$, иногда при $T = 384^\circ\text{C}$ наблюдались критические явления, выразившиеся в постепенном исчезновении при нагреве фазовой границы газ-жидкость.

К более поздней генерации относятся первично-вторичные и вторичные существенно газовые включения. Они имеют извилистые, удлиненные, угловатые, реже овальные и слабо ограниченные формы. При охлаждении в газовых включениях вымерзает низкотемпературная жидкость, занимающая при –120°C до 25–30% объема вакуоли. В единичных случаях путем глубокого замораживания жидкость удалось полностью перевести в твердое состояние. В этом случае оттаивание жидкости происходит при температурах, близких к –182,5°C (температура тройной точки метана). Исчезновение низкотемпературной жидкости при возвратном нагревании происходит при температурах от –71 до –95°C. В ряде случаев в газовых включениях вымерзает кристаллик CO_2 , который при повышении температуры либо возгоняется, либо переходит в жидкость при $T = -56,6^\circ\text{C}$.

Наиболее поздними флюидными включениями являются однофазовые включения в межзерновых трещинах. Они относительно крупные, имеют округлые и амебообразные формы без признаков огранки. Отмечены случаи постепенного перехода зон таких включений в совершенно незалеченые трещины, заполненные гелями и железистыми соединениями. Криометрические исследования показали, что в однофазовых включениях содержится практически чистая вода (температура оттаивания 0°C).

По мнению ряда исследователей, метаморфические породы этого района несут признаки начала мигматизации. Это выражается в наличии своеобразных структур течения, шпиров гранитоидного материала, обособления в общей массе породы лейкократовой и меланократовой составляющей. Однозначным доказательством процессов селективного плавления было бы обнаружение в минералах этих пород включений раскристаллизованного расплава. Просмотр большого (более 20) числа пластинок показал, что преобладающими типами включений в кварце мигматитоподобных сланцев являются, как и в других метаморфитах Ануйского выступа, газово-жидкие водные и газовые метановые включения. В очень небольшом количестве присутствуют мелкие включения неправильной и уплощенной формы, по внешнему виду напоминающие включения раскристаллизованных расплавов. Однако в процессе нагревания в этих включениях выявились признаки

наличия флюида. Даже очень медленное нагревание кристаллофлюидных включений приводило в большинстве опытов к их разгерметизации, малозаметной, но диагностируемой по незначительному увеличению объема газового пузырька. Лишь в нескольких опытах при температурах около 450°C наблюдалась частичная гомогенизация, после которой во включении оставались жидкость и кристаллик твердой фазы. Дальнейшее нагревание неизменно приводило к разгерметизации таких включений. Достоверно отнести кристаллофлюидные включения к первичным (водно-солевым) или вторичным (углекислотно-метановым) не представилось возможным из-за их редкой встречаемости и чрезвычайно малых размеров; наиболее вероятна их ассоциация с первичными водно-солевыми включениями, поскольку фазовый состав ($\text{Тв} + \text{Ж} + \Gamma$) у них одинаков.

Предварительные исследования слабометаморфизованных пород главного геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня, обрамляющих метаморфиты выступа, показывают наличие в них крайне малоплотных включений слабоконцентрированных водных растворов (ранние) и газообразного метана (поздние). При этом плотность газовых включений, судя по уменьшению количества вымеживаемой в них жидкости, уменьшается в направлении от центра к периферии выступа.

Детальному термобарогеохимическому изучению подверглись высокоглиноземистые граниты Агусинского массива и содержащиеся в них ксенолиты мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов.

В кварце гранитов обнаружены четыре типа микровключений: существенно метановые, метаново-углекислотные, существенно водные и включения раскристаллизованных расплавов. Наиболее ранними из них являются первичные и первично-вторичные включения газообразного или сжиженного метана. При охлаждении в газовых включениях при температуре ниже $-82,7^{\circ}\text{C}$ конденсируется жидкая фаза, а в жидких появляется пузырек газа. Гомогенизация в жидкую fazу осуществляется при $-87 \div -82,5^{\circ}\text{C}$ ($V_{\text{уд}} \text{CH}_4$ от 4,6 до 6,1 $\text{cm}^3/\text{г}$). В ряде случаев в смешанных зонах газовых и жидких первично-вторичных включений при температуре $-82,7^{\circ}\text{C}$, близкой к критической температуре метана $-82,5^{\circ}\text{C}$, наблюдались критические явления. Замерзание жидкости во включениях происходит при $-182,5^{\circ}\text{C}$, однако во многих включениях жидкость не удалось перевести в твердое состояние даже путем погружения образца в кипящий азот (-196°C). Более поздние первично-вторичные включения наполнены газообразной или сжиженной смесью метана с углекислотой. Объемные соотношения CO_2 и CH_4 в них определяют поведение таких включений при охлаждении. Так, существенно углекислотные включения весьма похожи на чисто углекислотные, однако температура плавления твердой углекислоты в них понижена. На рис. 41 представлены фазовые превращения при охлаждении в первично-вторичных включениях, наполненных жидкой углекислотно-метановой смесью с близкими объемными соотношениями CO_2 и CH_4 . При -54°C в них появляется газовый пузырек (см. рис. 41,*a,b*), а при температуре, близкой к -100°C , происходит разделение содержимого включений на две жидкые фазы — богатую CH_4 и богатую CO_2 (см. рис. 41,*c*), гомогенизация которых наступает при -94°C (см. рис. 41,*d,e*). Повторное охлаждение до -102°C приводит к кристаллизации углекислоты (см. рис. 41,*d,e*). Оставшуюся жидкость заморозить не уда-

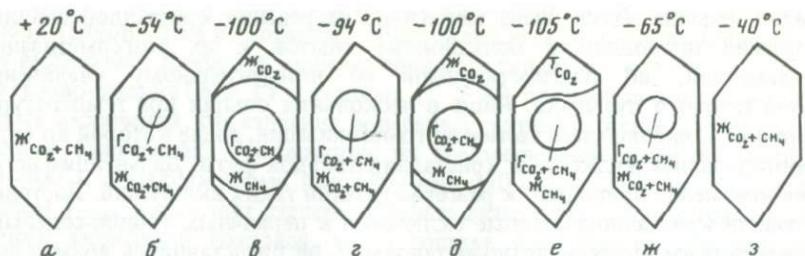


Рис. 41. Фазовые превращения во включениях с близкими объемными соотношениями CO_2 и CH_4

а – включение при комнатной температуре; б – появление пузырька газа; в – расслоение метастабильной (?) смеси; г – гомогенизация смеси; д, е – вымерзание твердой CO_2 ; ж – растворение твердой CO_2 без образования новой фазы; з – полная гомогенизация

лось. Повышение температуры вызывает постепенное растворение кристаллита CO_2 , которое заканчивается при -65°C (см. рис. 41, ж). При этом обособления жидкой фазы CO_2 не происходит. Возможно, что при данном составе и плотности смеси во включении температурная область разделения ее на две несмешивающиеся жидкости находится в поле существования твердой CO_2 , т.е. в данном случае мы наблюдаем разделение метастабильной при данной температуре смеси. С другой стороны, кристаллизация углекислоты существенно снижает плотность смеси и тем самым может предотвращать ее расслоение. Полная гомогенизация таких включений в жидкую fazу происходит при температурах от -44 до -52°C (см. рис. 41, з). По-видимому, такое разделение содержимого включений при охлаждении на две несмешивающиеся жидкости говорит о существовании области несмесимости в системе CO_2-CH_4 при определенных $T-P-V$. Во включениях с преобладанием метана при низких температурах твердая CO_2 вымерзает без предварительного отделения углекислотной жидкой фазы. Растворение кристаллита происходит при различных температурах – от $-62,5$ до -83°C . При этом температура гомогенизации включений в жидкую fazу (исчезновение газового пузырька) зависит от того, выморожена ли в нем предварительно часть углекислоты или вся она находится в растворе. Следует отметить, что практически во всех углекислотно-метановых включениях в незначительных количествах обнаружена вода.

Широкое распространение имеют вторичные газовые и газово-жидкие включения, в которых криометрическими исследованиями обнаружена вода с примесью углекислоты и метана. Концентрация солей в них превышает 1–2% по NaCl -эквиваленту. Температуры гомогенизации в жидкость и в газ варьируют в интервале от 130 до 407°C , максимальное число включений гомогенизируются в интервалах 140 – 170 , 220 – 240 и 340 – 380°C . Зоны включений водных растворов секут и перенаполняют зоны и группы углекислотно-метановых включений и характеризуют, по-видимому, постмагматический этап становления гранитов.

Обычными для кварца гранитов являются первичные и первично-вторичные включения раскристаллизованных расплавов. По ряду признаков они фиксируют ранние стадии кристаллизации и сингенетичны

первичным и первично-вторичным метановым включениям. Их гомогенизация происходит в интервале 675–730° С.

Как уже упоминалось, граниты Агусинского массива содержат в виде ксенолитов практически весь спектр пород, слагающих разрез метаморфических комплексов Ануйского выступа. Это обломки амфиболитов, кварцитов, глиниземистых гнейсов и высокометаморфизованных кристаллических сланцев. Нами исследованы образцы ксенолитов мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов (образцы любезно предоставлены В.А. Дымовичем), являющиеся одними из наиболее глубинных. Процесс мигматизации и воздействие гранитной магмы обусловили формирование в кварце ксенолитов сложного комплекса разнообразных включений, который можно разделить на две генетические разобщенные группы – реликтовую и наложенную. В группу наложенных входят все четыре типа включений, характерных для гранитов. Их характеристики для ксенолита и гранита в основном совпадают, однако $T_{\text{гом}}$ метана во включениях из кварца ксенолитов понижена до $-94,2^{\circ}\text{C}$ ($V_{\text{уд}} \text{CH}_4$ – до $3,6 \text{ см}^3/\text{г}$). Реликтовые включения представлены редко встречающимися включениями сжиженной углекислоты ($T_{\text{гом}} = -31,5 \div -38^{\circ}\text{C}$, $V_{\text{уд}} \text{CO}_2 = 0,93 \div 0,90 \text{ см}^3/\text{г}$) и включениями раскристаллизованных расплавов в мигматитовых прожилках ($T_{\text{гом}} = 760 \div 835^{\circ}\text{C}$).

На основании полученных данных можно составить представление о параметрах метаморфизма сиалического фундамента Сихотэ-Алинской складчатой системы, особенностях его ремобилизации вследствие мезозойской тектономагматической активизации, а также о флюидных режимах этих процессов.

Информацию о глубинных горизонтах фундамента несут ксенолиты мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов. Судя по реликтовым включениям, их метаморфизм и мигматизация происходили в условиях амфиболитовой фации при температуре $760 \div 835^{\circ}\text{C}$ и давлениях до 7–8 кбар. Реликтовые флюидные включения сжиженной CO_2 свидетельствуют о существенно углекислотной специализации этого процесса. Однако эти оценки давления (по диаграмме на рис. 1) могут оказаться завышенными вследствие наличия во флюидных включениях примеси (вероятнее всего, метана), поникающей температуру тройной точки CO_2 , а соответственно и температуру двухфазового равновесия $\text{ГCO}_2\text{--ЖCO}_2$ [16]. Верхние части разреза фундамента, обнажающиеся в настоящее время в пределах Ануйского выступа, являются, по-видимому, продуктами того же цикла метаморфизма. Однако более высокое стратиграфическое положение явилось причиной менее интенсивного их метаморфизма в условиях андалузит-силлиманитовой ступени при участии водно-солевого флюида. Реоморфное, частично размягченное состояние этих пород было вызвано, по-видимому, интенсивной перекристаллизацией с участием водно-солевого флюида, активность которого при повышенной температуре высока. Большую роль высококонцентрированных водно-солевых флюидов при мигматизации подчеркивали многие исследователи [51, 121]. При этом отмечалось, что их роль особенно велика при температурах ниже температуры плавления силикатных эвтектик. В нашем случае отсутствие включений раскристаллизованных расплавов свидетельствует о том, что температура метаморфизма исследованных пород не достигала уровня плавле-

ния силикатов. В то же время наличие кристаллофлюидных включений и структур течения говорит о том, что она была достаточно высока ($> 450^{\circ}\text{C}$).

Дальнейшая эволюция пород Анюйского выступа тесно связана с процессами мезозойской тектономагматической активизации и внедрением высокоглиноzemистых гранитов хунгарицкой серии. При этом произошла резкая смена состава метаморфического и магматического флюида от окисленного водно-солевого и углекислотного до восстановленного углекислотно-метанового. Наибольшее количество метаносодержащих включений обнаружено в исследованных гранитах Агусинского массива. Их кристаллизация происходила при температуре $675\text{--}730^{\circ}\text{C}$ и давлении $1,2\text{--}2,5$ кбар [22, 93]. Выплавление гранитной магмы и захват ею ксенолитов гранат-биотитовых гнейсов происходили при давлениях до 3,7 кбар. Оценки давления в первом случае произведены по первичным включениям метана в кварце гранита, а во втором — по наложенным метановым включениям в кварце ксенолита. В обоих случаях во внимание принимались только те включения, углекислота в которых не вымерзала даже при максимально низких температурах.

Результаты термобарогеохимических исследований свидетельствуют о формировании Агусинских гранитов при участии восстановленного метанового и углекислотно-метанового флюида. При этом, как нам представляется, первичный состав флюида был существенно метановым, а углекислота и некоторое количество воды образовались в результате его окисления. Доказательством этого вывода может служить обнаружение первичных метановых включений, в то время как все углекислотно-метановые являются первично-вторичными, а чисто углекислотных включений не отмечено вообще. Свидетельством резко восстановительных условий при образовании гранитов Агусинского массива является также обнаружение в них листочков графита в виде твердых включений в кварце и самостоятельных обособлений. Следует отметить, что графит обнаружен и в других высокоглиноzemистых гранитных массивах Северного Сихотэ-Алиня, принадлежащих к хунгарицкой гипербазит-габбро-гранитной серии.

Процессы мезозойской активизации отразились как на метаморфических породах фундамента, так и на терригенно-вулканогенных образованиях геосинклинального комплекса. На нижних горизонтах фундамента произошло выплавление гранитов, частичная деструкция и переработка метаморфических пород под воздействием восстановительного флюида. Породы верхних горизонтов фундамента и перекрывающие их геосинклинальные образования претерпели складчатость и контактовый метаморфизм в результате внедрения гранитных масс. Флюидная проработка выразилась в образовании вторичных метановых и метаново-углекислотных включений.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

К настоящему времени сведения о глубинном строении рассматриваемой территории основывались главным образом на данных гравиметрии и магнитометрии [4, 87 и др.] и нескольких профилях глубинного сейсмического зондирования [3, 101].

В аномалийном гравитационном поле (редукция Буге) Северо-Востока азиатского материка обособляются два аномалийных района (Континентальный и Прибрежный), характеризующиеся отрицательными и положительными значениями силы тяжести [75]. Аномалии первого ранга отличаются друг от друга не только средним уровнем гравитационного поля, но и его структурой [87]. Переходная аномалия имеет положительный средний уровень поля, на фоне которого в качестве характерных структурных элементов аномалий второго ранга выделяются специфические минимумы силы тяжести: Сихотэ-Алинский, Сахалино-Японский и др., отличающиеся сильной вытянутостью, субмеридиональной ориентировкой.

Мезозойские и кайнозойские гранитоиды юга Дальнего Востока, имеющие меньшую плотность, чем вмещающие породы, сосредоточены преимущественно в горных районах. Именно таким поднятиям соответствуют региональные минимумы силы тяжести. Это может свидетельствовать о том, что Сихотэ-Алинский региональный минимум обусловлен главным образом процессами разуплотнения коры и верхов мантии, с которыми связаны проявления мезо-кайнозойской активизации [87]. Расчеты показали, что глубина подошвы разуплотнения составляет для Сихотэ-Алинского минимума 20–70 км. Глубина кромок аномальных масс, создающих минимум, по расчетам других исследователей, 60–90 км [100].

При совместном анализе аномального гравитационного поля Дальнего Востока и поля распределения плотности горных пород установлена обратная корреляция интенсивности этих полей [87]. Выделены два типа инверсий, одна из которых характеризуется интенсивными минимумами силы тяжести над участками максимальной плотности горных пород на дневной поверхности. Такое соотношение установлено для Сихотэ-Алинской складчатой области, за исключением ее северной части (бассейн Нижнего Амура), где гравитационному максимуму отвечают участки с пониженной плотностью горных пород (инверсия второго рода). Для объяснения природы выявленной инверсии был проведен анализ данных глубинных сейсмических зондирований через Сихотэ-Алинскую область [75, 119]. Рассмотрение этих данных указывает на отсутствие существенных изменений мощности земной коры в районе регионального минимума, однако наблюдается резкое понижение значений пластовой скорости в верхней мантии (до 7,2–7,4 км/с по сравнению с 8,0–8,5 км/с под Сихотэ-Алинским минимумом [119]). Такое соотношение может свидетельствовать о связи гравитационного минимума с разуплотнением вещества верхней мантии. На рис. 43 показан сейсмологический разрез земной коры вдоль профиля Литовка – Иннокентьевский [101].

ПЕТРОЛОГИЯ ГЛУБИННЫХ ПОРОД И МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

К настоящему времени накоплен огромный аналитический материал по различным глубинным породам, таким, как ультраосновные и основные ксенолиты из кимберлитов и щелочных базальтов, альпинотипные гипербазиты. Результаты экспериментальных исследований по субсолидусным фазовым превращениям в искусственных системах $MgO-Al_2O_3-SiO_2$, $MgO-CaO-Al_2O_3-Si_2O_5$ и природных образцах позволили построить петрогенетическую схему верхней мантии и наметить положение многих глубинных пород в координатах P и T . На основании этих данных с учетом количественных соотношений различных типов ксенолитов были построены схематические разрезы верхней мантии [32, 69, 112, 114, 124, 228], а также карта типов верхней мантии для территории СССР и сопредельных стран [44]. Такое своеобразное картирование низов литосферы по глубинным ксенолитам имеет большое значение для выяснения общих закономерностей глубинного строения Земли. Однако в методике построения моделей глубинного строения содержится ряд спорных положений. Обсудим некоторые из них.

Вулканические аппараты, содержащие включения ультраосновных и основных пород, рассматриваются как "естественные скважины", с помощью которых на поверхность поступает вещество низов коры и верхней мантии. Тем не менее вертикальный диапазон такого "опробования", по-видимому, невелик, о чем свидетельствует достаточно однообразный (шпинелевые перidotиты) состав ксенолитов во многих щелочно-базальтоидных провинциях мира. Но, основываясь лишь на данных по минеральному составу ксенолитов, неправомерно делать выводы о составе и глубинной "стратиграфии" изучаемого разреза. Кроме того, нет никакой уверенности в том, что глубина формирования парагенезиса ксенолитов соответствует глубине нахождения этих пород в момент захвата их расплавом. Неправомерно также, по-видимому, распределение набора ксенолитов по глубине, начиная с границы Мохо и глубже.

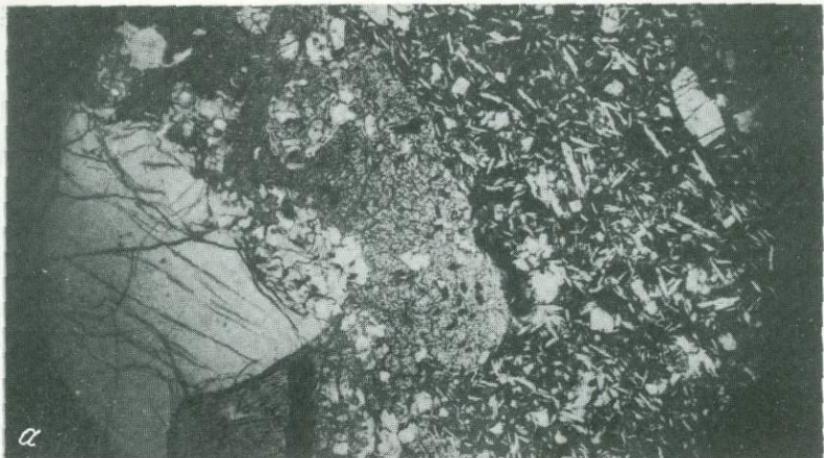
Нам представляется, что выход из создавшегося положения лежит в комплексности исследования с применением независимых методов, которые дополняют друг друга.

Любая петрологическая модель литосферы должна ответить на два основных вопроса: а) какие горные породы слагают литосферу, каков состав пород и минералов (включая распределение малых элементов и изотопов), каковы пространственные и временные отношения между различными группами пород; б) при каких условиях (температура, давление, флюидный режим) происходило формирование этих пород.

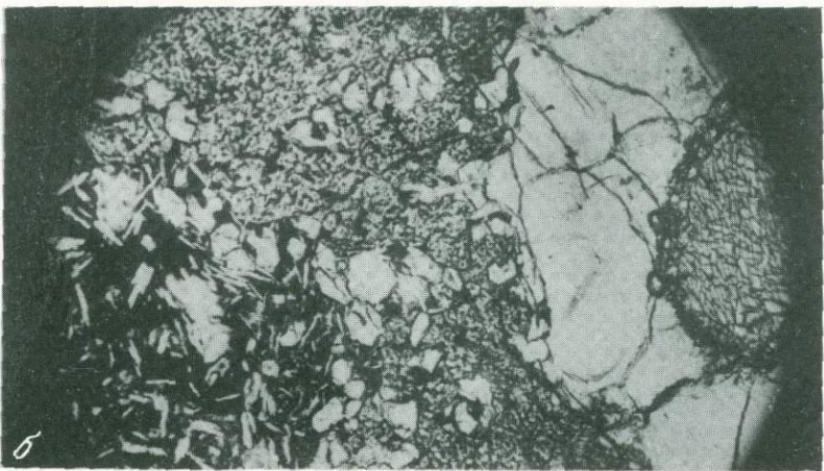
В целях изучения состава низов литосферы и реконструкции ее разреза большое значение приобретает не только упорядочение ксенолитов по фациям глубинности и определение $P-T$ условий формирования различных групп ксенолитов по комплексу термобарометрических данных, но и определение глубин, на которых располагались те или иные типы ксенолитов в момент, предшествующий их выводу на дневную поверхность в результате вулканической деятельности.

Для определения температур равновесия ультраосновных парагене-

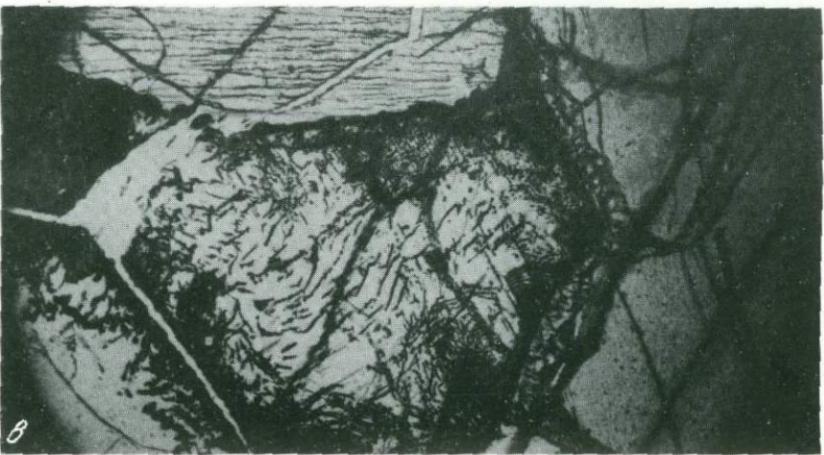
Таблица I



α



β



γ

Таблица I

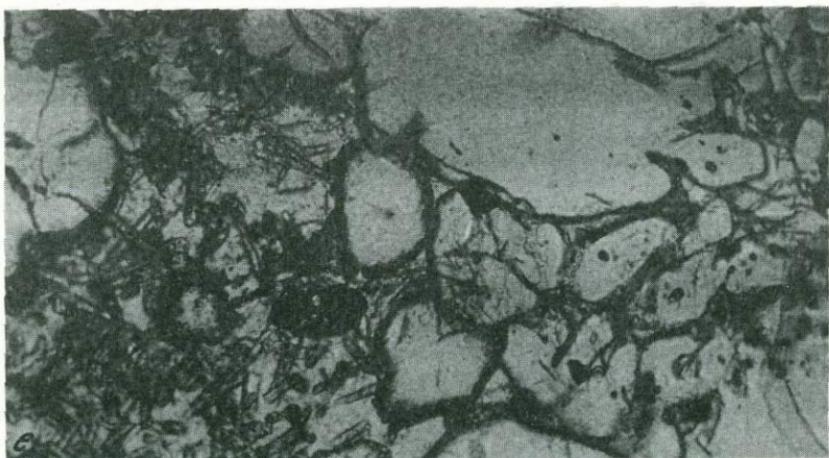
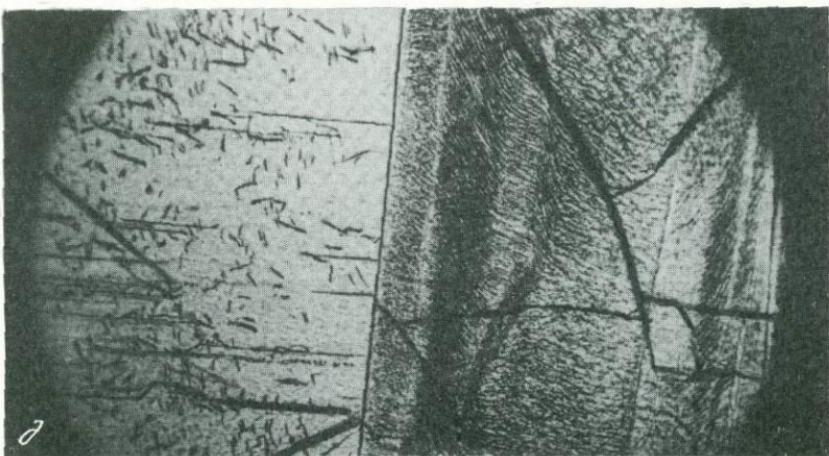
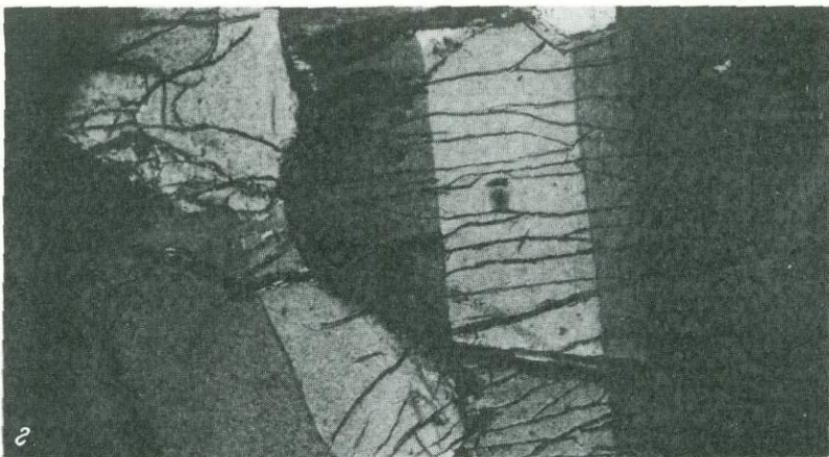


Таблица II

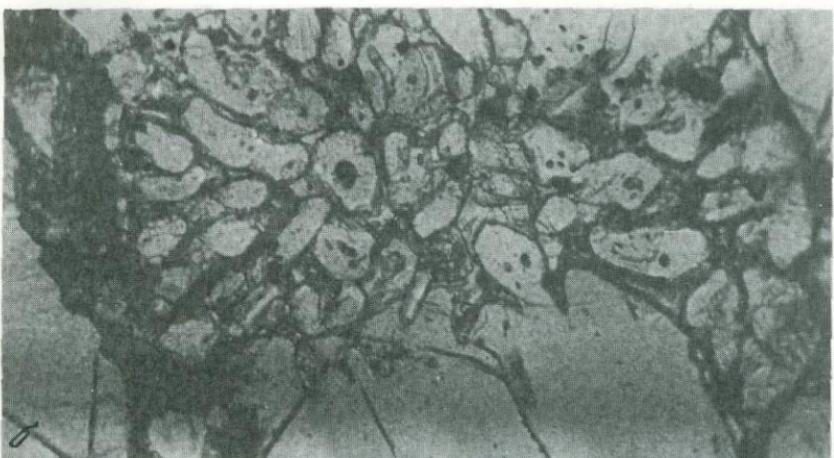


Таблица II

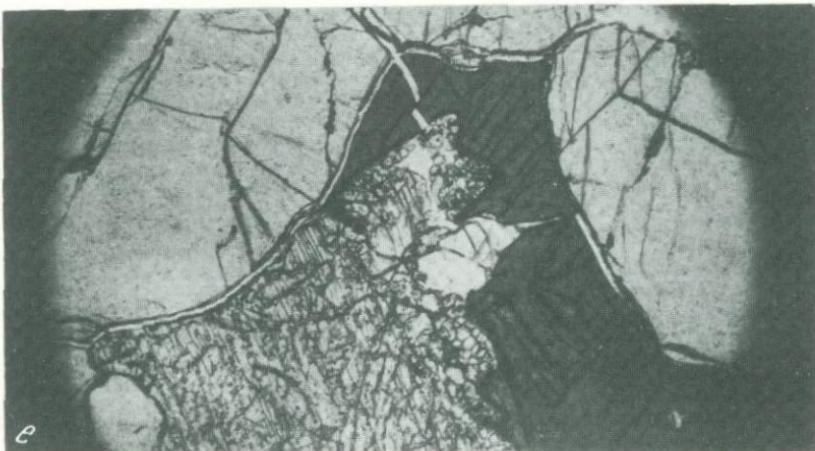
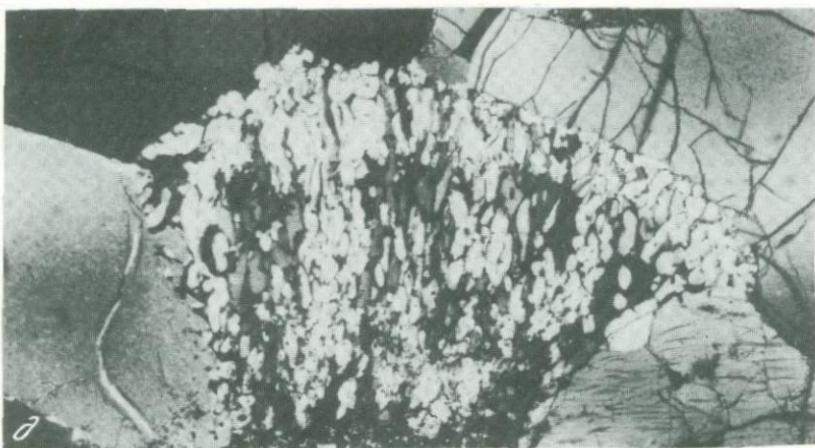
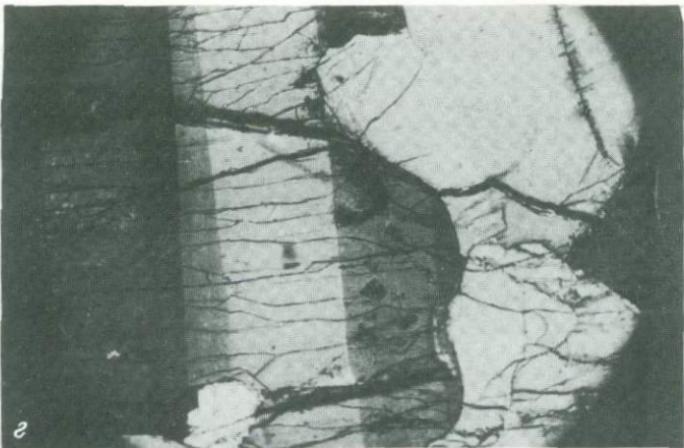


Таблица III

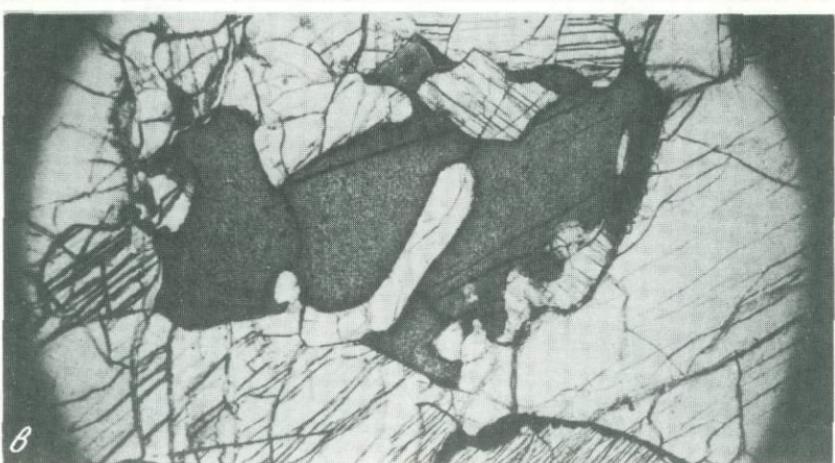
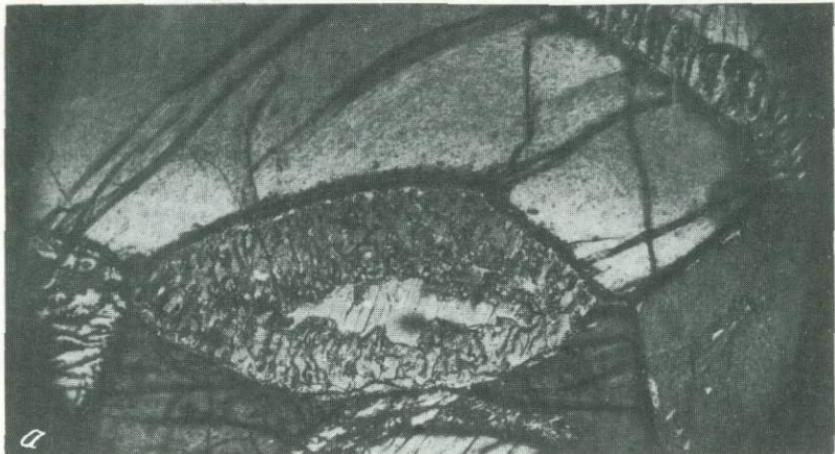


Таблица III

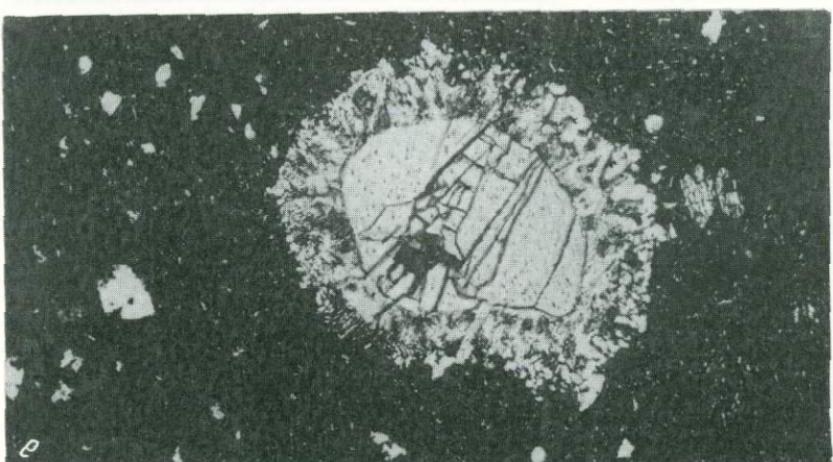
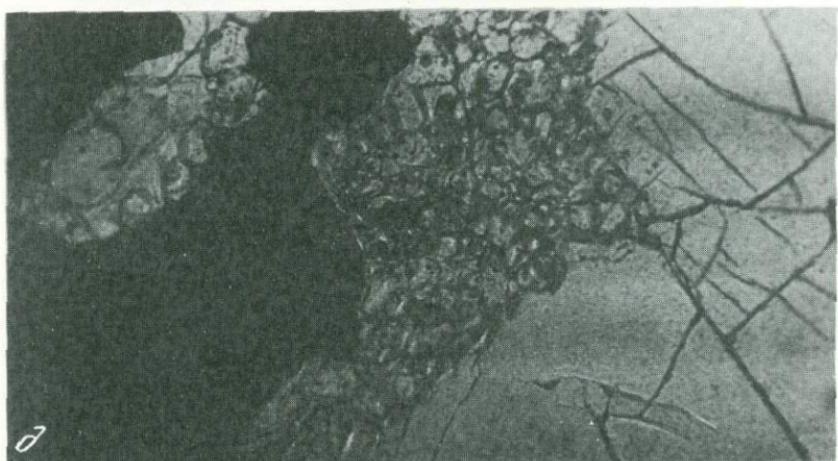
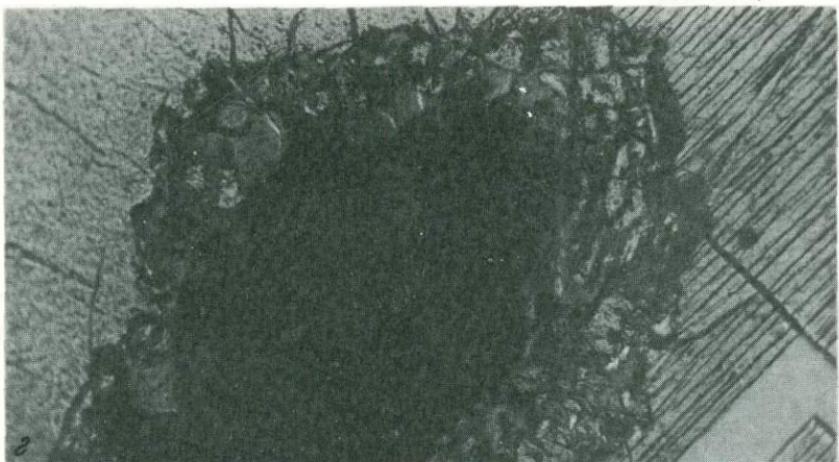
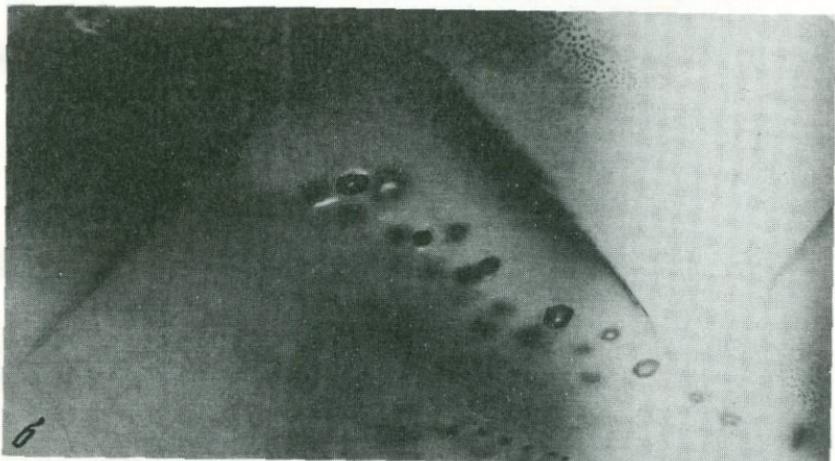


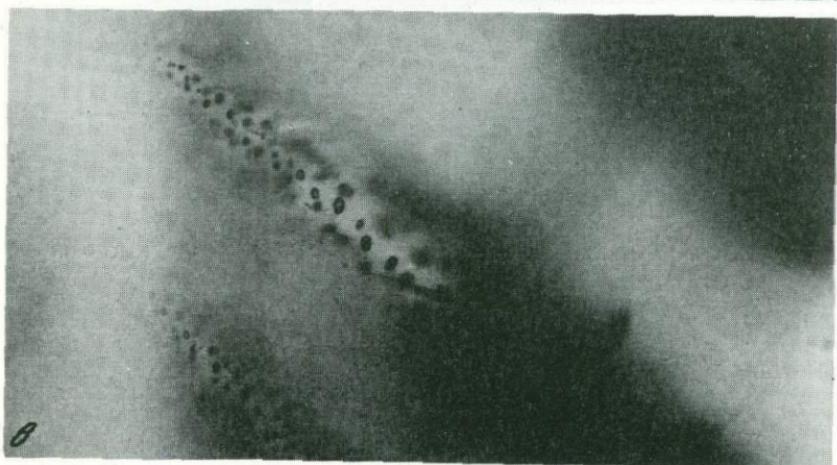
Таблица IV



4

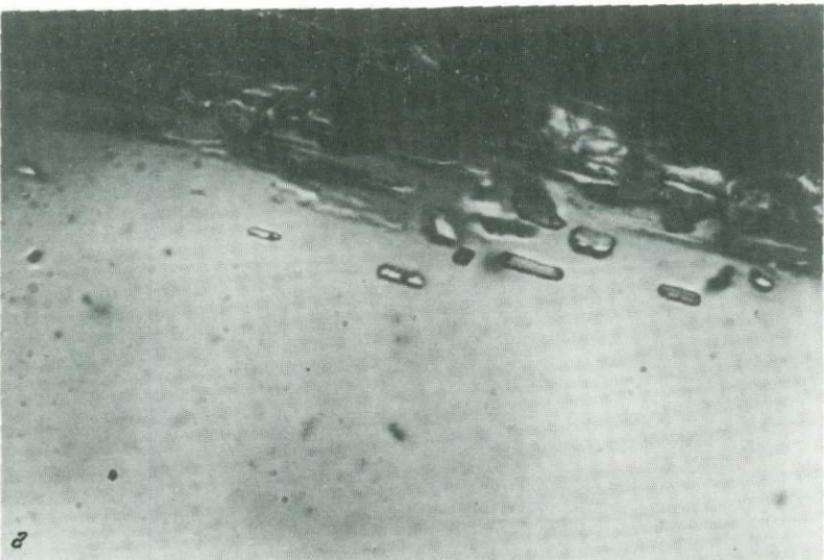


5



6

Таблица IV



2



3

зисов предложено множество геотермометров, детально рассмотренных в работе [68]. Приведенный в этой работе обзор показывает, что в отношении многих используемых геотермометров эксперименты (даже для сравнительно простых систем) противоречивы, особенно при $T = 900$ и 1200°C , что связывается с кинетическими факторами и структурными особенностями минералов. Анализ термометров, основанный на сравнении температур, полученных по каждому геотермометру, с экспериментально полученными температурами, показал, что наиболее надежным является метод пироксеновой геотермометрии и геобарометрии Вуда и Бано [240], получивший развитие в более поздних работах [190, 239 и др.]. Он основан на теоретическом рассмотрении нескольких равновесных реакций, включающих энстатит, диопсид и одну из алюминиевых фаз — шпинель или гранат. Для примера рассмотрим реакцию, учитывающую растворимость Al в энстатите в равновесии со шпинелью:



$$K = [X_{\text{Al}}^{\text{MI}} (X_{\text{Mg}}^{\text{OI}})^2] / [X_{\text{Mg}}^{\text{MI}} X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}} (X_{\text{Al}}^{\text{Sp}})^2].$$

Для K уравнение имеет вид $RT \ln K = T \Delta S - \Delta H - p \Delta V$.

После соответствующих преобразований получается система уравнений, позволяющая по химическим составам минералов (Орх, Сpx, Sp) равновесного парагенезиса определять температуру и давление.

До недавнего времени оценка давления всеми исследователями производилась на основе экспериментальных данных Мак-Грегора [188] по содержанию алюминия в энстатите в ассоциации с форстеритом, гранатом или шпинелью, полученными для системы $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. В. Вуд [239], используя расчетные данные для этой системы, показал, что наклон Al-изоплет для энстатита в шпинелевом поле значительно отклоняется от экспериментально полученных Мак-Грегором. Дальнейшие расчетные и экспериментальные результаты подтвердили отсутствие надежности в оценках давления, за исключением расчетов Мерсира [191], которыми мы пользовались для определения T и P равновесия ультраосновных пород из ксенолитов. Полученные значения температур находятся в пределах $1000-1100^\circ\text{C}$ и давлений 15–20 кбар. Эти цифры относятся к шпинелевым перидотитам, встречающимся в виде ксенолитов в неоген-четвертичных базальтах. Дополнительная оценка давления получена при обнаружении среди ксенолитов из неоген-четвертичных базальтов гранатсодержащих перидотитов [42]. Ясно, что их образование происходило вблизи моновариантной линии реакции $\text{Opx} + \text{Cpx} = \text{Gr} + \text{Ol}$, что с учетом рассчитанных температур равновесия соответствует $\sim 18-20$ кбар (глубина около 70 км).

Анализ химических составов минералов шпинелевых перидотитов из юрских и неоген-четвертичных базальтов показал, что содержание жадеитового минала и характер распределения алюминия по позициям в клинопироксенах из этих ксенолитов имеют значительные различия. Этот факт с учетом выявленных закономерностей (зависимость распределения элементов между минералами) свидетельствует о меньшем давлении при формировании ксенолитов из древних базальтов по сравнению с ксенолитами из молодых эфузивов. Однако разница в давлениях, а

отсюда и в глубинах вряд ли была значительной, поскольку среди ксенолитов из древних базальтоидов встречены парагенезисы, близкие по своим характеристикам парагенезисам из ксенолитов в молодых вулканических породах. Представляется, что эти породы кристаллизовались на глубинах в интервале 50–60 км.

Полученные оценки термодинамических параметров относятся ко времени формирования парагенезисов ультраосновных пород. Rb/Sr датировки ультраосновных глубинных ксенолитов из различных районов земного шара дают самые различные значения изотопного возраста – от 3,4 млрд. до 500 млн. лет. Для некоторых групп ксенолитов сопоставление их возраста с возрастом геологических событий показывает, что эти цифры соответствуют времени заложения геосинклинальных систем [148]. Поэтому не исключено, что возраст глубинных ксенолитов из юрских и неоген-четвертичных эффузивов Сихотэ-Алиня отвечает времени заложения геосинклинальной системы, т.е. предположительно силуру [123]. Слабое проявление основного – ультраосновного мантийного магматизма в фундаменте соседних срединных массивов как будто бы не противоречит этому. Однако нельзя исключить и значительно более древний возраст, устанавливаемый по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в юрских эффузивах в рамках двухстадийной модели (см. гл. 5). Таким образом, во время формирования ультраосновных пород, встречающихся в виде ксенолитов в юрских и неоген-четвертичных эффузивах, они располагались на глубинах от 80 км и выше до 50 км. Но это еще не те глубины, из которых ксенолиты были извлечены в результате магматической деятельности.

К сожалению, трудно оценить те реальные тектоно-физические условия, при которых происходил захват поднимающимся базальтоидным расплавом вещества магмопроводящих каналов. Приводимый выше материал по мегакристовой ассоциации из щелочных базальтов позволяет в некотором смысле "расшифровать" путь подъема щелочно-базальтовой жидкости.

Как отмечалось в гл. 4, экспериментальные исследования щелочно-базальтоидных систем показали возможность выделения в близзикви-дусной области из базальтоидных расплавов минералов мегакристовой Ассоциации в сухих условиях и с H_2O , CO_2 при высоких давлениях. минералы (клинопироксены, шпинели, плагиоклаз), являясь наиболее ранними кристаллическими фазами базальтоидов, содержат включения сжиженных газов, свидетельствующие о флюидном режиме развивающихся магматических систем. Конкретные термодинамические параметры кристаллизации мегакристаллов, полученные с помощью термобарометрических методов, изложены выше (см. гл. 4). Здесь важно обратить внимание на наличие и площадное распределение в зернах мегакристаллов первичных флюидных и расплавных включений, распространенность первично-вторичных и вторичных включений, химическую гомогенность минералов мегакристаллов. Проведенный комплекс исследований позволил установить, что кристаллизация мегакристаллов клинопироксена и шпинели происходила на глубинах 40–50 км при стабильных физико-химических условиях, т.е. на этих глубинах продвижение базальтоидного расплава задерживалось на длительное время. Выше, судя по распространенности и плотности флюидных включений, было еще несколько кратковременных

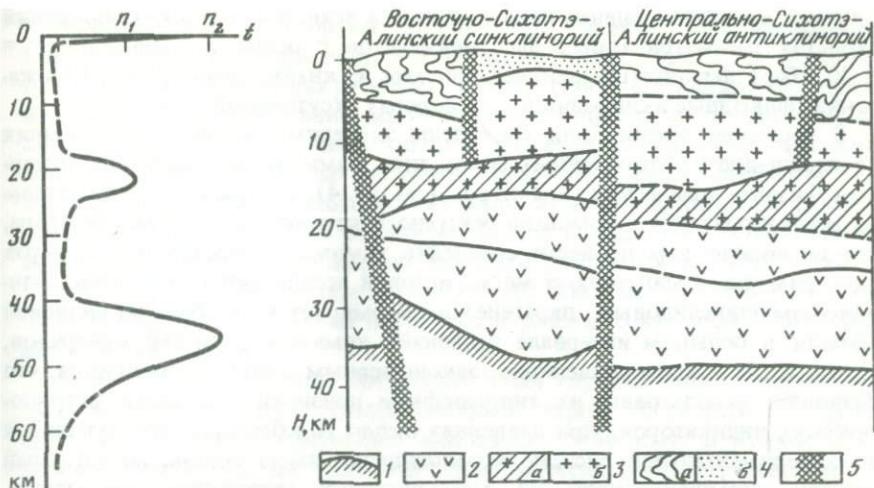


Рис. 42. Схема продвижения базальтового расплава в координатах глубина–время

Рис. 43. Сейсмологический разрез земной коры вдоль профиля Литовко-Иннокентьевский, по [101]

1 – подошва земной коры; 2 – "базальтовый" слой; 3 – гранитно-метаморфический слой (*a* – диоритовый, *b* – гранитно-гнейсовый); 4 – вулканогенно-осадочный слой (*a* – складчато-кристаллический фундамент, *b* – чехол пород третичного возраста); 5 – разрывные нарушения по сейсмическим данным

остановок при движении расплава. На рис. 42 в координатах глубина–время задержки схематично показаны этапы продвижения расплава к поверхности. На этом пути наиболее вероятным для захвата обломков ультраосновных пород является интервал глубин $\sim 40\text{--}50$ км.

Из данных о вторичных флюидных включениях в минералах ультраосновных ксенолитов ясно, что наиболее плотные включения характеризуют давление, при котором происходил захват базальтовым расплавом обломков стенок магмопроводящих каналов. Вблизи границ зерен и по трещинам в этих обломках широко развиты системы расплавных (раскристаллизованных стекловатых с флюидной фазой) и сингенетических им однофазовых флюидных включений. По плотности сжиженной углекислоты и ликвидусным температурам базальтового расплава (термометрия сингенетических расплавных включений) вычислены значения давления, которые оказались равными 10–11 кбар. Это значит, что обломки ультраосновных пород захвачены базальтоидным расплавом на глубинах $\sim 40\text{--}45$ км. Как видно из вышеупомянутых цифр, глубины начала формирования минералов мегакристовой ассоциации и захвата ультраосновных ксенолитов совпадают.

Термометрические исследования ультраосновных вулканических пород (меймечты Сибирской платформы), близких по многим важнейшим параметрам к изучаемым разностям, показали, что парагенезис вкрапленников (мегакристовая ассоциация) кристаллизуется при температурах выше или вблизи 1450°C , а парагенезис основной массы – при более низких температурах [113]. Для оливин-хромшпинелидового па-

генезиса косвенная оценка давления дается исходя из общих соображений сходства рассматриваемых фаз меймечитов с особо глубинными ($P = 40$ кбар) перidotитовыми ксенолитами из кимберлитов [110]. К сожалению, флюидные включения в этих породах отсутствуют.

В последнее время были проведены экспериментальные исследования по плавлению ультраосновных пород типа коматитов в широком интервале физико-химических параметров (см. гл. 4). Полученные фазы детально анализировались с помощью рентгеноспектрального микроанализатора, что позволило нам провести сравнение химических составов продуктов эксперимента с минералами мегакристовой ассоциации меймечитов. Оливин-хромшпинелидовый парагенезис формируется в близликивидусной области в большом интервале давлений; химический состав минералов, в том числе и хромшпинелидов, закономерным образом изменяется, что позволяет использовать их типоморфные признаки в качестве петрологических индикаторов. При давлениях около 10 кбар кристаллизующийся в экспериментальной системе хромшпинелид имеет состав, аналогичный составу хромшпинелидов из мегакристовой ассоциации меймечитов. Таким образом, в соответствии с экспериментальными данными можно принять, что давление при формировании парагенезиса вкрапленников составляет около 10 кбар, что соответствует глубинам 35–40 км.

В отношении условий образования мегакристаллов амфибала из юрских эфузивов могут быть высказаны лишь самые общие соображения, поскольку флюидные включения в них отсутствуют. Амфиболы входят в состав пород меймечит-пикритовых комплексов и образуются позднее, чем минералы-вкрапленники меймечитов, из чего можно заключить, что кристаллизация мегакристаллов амфибала происходила на глубинах менее 35 км. К сожалению, отсутствуют сростки амфибала с "барофильными" минералами, в которых найдены включения сжиженных газов, что не позволяет оценить конкретные параметры образования.

Выше рассматривались физико-химические параметры образования глубинных пород. Однако для наших реконструкций необходимы оценки глубин, на которых находятся рассматриваемые породы в разрезе современной литосферы Сихотэ-Алиня, а также временная последовательность их образования с целью упорядочивания пространственных отношений между различными группами глубинных пород.

Наличие мегакристовой ассоциации в щелочных базальтах и меймечитах позволяет предполагать, что основные и ультраосновные магмы при движении к поверхности неоднократно испытывали задержки в промежуточных камерах. Логично предположить, что присутствующие в щелочных базальтах обломки основных и ультраосновных пород являются обломками стенок таких камер; это подтверждается изучением флюидных включений в минералах мегакристовой ассоциации и ультраосновных включений из молодых эфузивов. Таким образом, в неогенчетвертичное время на глубинах около 40–50 км существовала область захоронения основных магм в промежуточных камерах, сложенных ультраосновными породами. Вероятно, что здесь присутствует и иной тип вещества, который под воздействием поднимающейся базальтовой жидкости был расплавлен и ассимилирован.

Отмечалось (см. гл. 2), что с Катэнским, Кафэнским и Ануйским

ультраосновными массивами ассоциируют мелкие тела меймечитов. В состав этих плутонов входят породы, исключая дуниты, свойственные собственно меймечит-пикритовым комплексам. Отсутствие в составе пород массивов ассоциаций магнезиального оливина с хромшпинелидом, занимающих большую часть объема меймечитов, позволяет предположить, что ультраосновные расплавы сбрасывали часть минералов мегакристовой ассоциации, которые входили в состав дунитов на глубинах 35–40 км. Не исключена возможность, что в ряде случаев ультраосновные расплавы могли полностью закристаллизоваться на этих глубинах. С учетом воздымания территории (7–10 км) за послеюрское время дуниты и (или) перидотиты находятся в разрезе современной литосферы на глубинах ~30 км.

В соответствии с этими представлениями глубина извлечения юрскими эфузивами обломков ультраосновных пород соответствует глубине кристаллизации мегакристаллов амфибола (~30 км). В разрезе современной литосферы эти ультраосновные породы распространены на глубинах 20–25 км. Примерно на этих же глубинах находится нижняя граница распространения глубокометаморфизованных пород, таких, как гнейсы и сланцы, обнаруженных в виде ксенолитов в гранитоидах.

Таким образом, для построения разреза современной литосферы Северного Сихотэ-Алиня имеется ряд исходных данных, часть из которых получена путем прямых геологических наблюдений и непосредственных измерений (криометрия флюидных включений), а другая – с помощью сравнительного анализа результатов эксперимента и минералогических исследований. На рис. 44 показан принципиальный разрез литосферы Северного Сихотэ-Алиня. Верхи разреза представлены геосинклинальными вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами с массивами пород дунит-гарцбургитовой и оливинит-верлитовой формаций, гранитоидами, формациями наложенных вулканических поясов. По данным геологических наблюдений и геофизических исследований, общая мощность этих образований оценивается в 12–15 км. Ниже, до глубин 30 км, распространены ультраосновные породы, сформировавшиеся в условиях шпинель-пироксеновой фации, и основные, средние и кислые породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В интервале глубин 30–40 км находятся ультраосновные и основные породы, физико-химические параметры образования которых соответствуют таковым для гранулитовой фации метаморфизма. Ниже, до глубин ~50 км, распространены, по-видимому, основные гранулиты и ультраосновные породы, принадлежащие шпинель-пироксеновой фации метаморфизма.

Сопоставление сейсмологического разреза (рис. 43) с нашими построениями показывает, что некоторые важные сейсмические границы имеют реальную вещественную основу. Например, глубина границы Мохо здесь соответствует глубине распространения шпинелевых перидотитов, обломки которых выносились на дневную поверхность неоген-четвертичными щелочно-базальтоидными магмами. Внутри "базальтового" слоя тоже существует сейсмическая граница, которая также может иметь петрологическую природу.

Рассмотрим некоторые особенности вещественного состава ультраосновных пород, встречающихся в виде ксенолитов в древних и

молодых базальтоидах. Выше мы указывали, что составы моноклинных пироксенов и хромшпинелей различаются по содержанию жадеитового компонента и хромита (FeCr_2O_4). Основываясь на типоморфных особенностях этих минералов, мы определенным образом расположили по вертикали ультраосновные породы, обломки которых встречаются в щелочных базальтоидах. Имеющийся геологический материал допускает, что те и другие разности ультраосновных пород сформировались в результате единого этапа глубинных процессов. Изучение метаморфических пород, к которым относятся и рассматриваемые ультраосновные породы, показывает, что минеральные парагенезисы являются функцией валового химического состава и преобладающих при их формировании давления и температуры, т.е. геотермического градиента. Намечается вполне определенная закономерность: на уровнях фации шпинелевых перидотитов между минералами ультраосновных парагенезисов происходит перераспределение элементов, а в самих минералах за счет определенных изоморфных замещений уменьшаются параметры кристаллической решетки. Примером могут служить моноклинные пироксены, в которых с повышением $P-T$ параметров происходит замещение диопсидового ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) и клиноэнстатитового ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) пироксенов миналом жадеита ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) и в меньшей степени чермакита ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$). Объем элементарной решетки может при этом уменьшиться на 20%. Если провести интерполяцию в сторону меньших $P-T$ значений, то ультраосновные парагенезисы будут представлены гарцбургитами со свойствами, близкими для пород альпинотипных перидотитов.

Глубинные ультраосновные ксенолиты из неоген-четвертичных базальтоидов по своим характеристикам сопоставляются с подобными образованиями в молодых щелочно-базальтоидных провинциях земного шара. Однако массивы горных пород такого своеобразного состава на земле неизвестны. Ультраосновные ксенолиты из юрских эфузивов аналогичны так называемым орогенным перидотитам по Колману [73]. Выходы интрузивов, сложенных этими породами, известны в ряде мест (Италия, Англия и т.п.). Наиболее многочисленны плутоны альпинотипных гипербазитов, хотя обломки этих пород в щелочных базальтах отсутствуют, за исключением некоторых примеров в островодужных системах. Такое распределение пород хорошо согласуется с предлагаемой вертикальной зональностью ультраосновного вещества; наиболее высока вероятность появления на дневной поверхности пород, формирующихся при наиболее низких $P-T$ параметрах фации шпинелевых перидотитов ($P \sim 10$ кбар, $T \sim 900^\circ\text{C}$). Возможность выведения глубинных пород на дневную поверхность подтверждается наличием гранулитовых комплексов.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ГЛУБИННОГО МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Установленное участие воды, углекислоты и других летучих компонентов в процессах генерации магм и их дальнейшей эволюции существенно уточняет наши представления о природе магматических процессов, условиях дегазации Земли, тепло-массопереносе между различными оболочками Земли.

В имеющихся обобщениях по проблеме флюидного режима глубинных недр Земли [64, 83, 128 и др.] детально освещены существующие представления о роли летучих в магматических процессах. Сопоставление наших результатов термобарогеохимических исследований с анализами летучих компонентов в различных глубинных породах, полученных с помощью хроматографии [64], показало их существенное отличие. При дальнейшем изложении мы будем рассматривать преимущественно те флюиды, которые были обнаружены нами с помощью криометрического метода, позволяющего надежно диагностировать CO_2 , H_2O , CH_4 , N_2 .

К настоящему времени выполнено большое количество экспериментальных работ по изучению растворимости газов (H_2O , CO_2 и др.) в расплавах различного состава и в широком диапазоне температур и давлений [17, 199 и др.]. Рассмотрим некоторые из полученных результатов, касающихся влияния состава расплавов, температуры и давления флюидов на растворимость индивидуальных газов и на совместную растворимость CO_2 и H_2O .

Установлено, что механизмы растворимости воды и углекислоты в силикатных расплавах различаются. Вода преимущественно растворяется путем гидролиза ионов мостикового кислорода с образованием гидроксила OH^- . Углекислота в отличие от H_2O не подвергается гидролизу O^{2-} и, следовательно, не может разрывать мостики [17]. Предполагается, что этот летучий компонент взаимодействует с немостиковым кислородом с образованием иона CO_3^{2-} . При растворении определенных количеств воды в расплаве происходит разрыв мостиков $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ или $\text{Si}-\text{O}-\text{Al}$, т.е. деполимеризация, что обеспечивает вхождение в систему CO_2 . Установлено, что растворимость углекислоты при низких концентрациях H_2O связана с концентрацией H_2O прямой зависимостью [179]. В насыщенном CO_2 диопсидовом расплаве при давлении 20 кбар растворяется около 2 вес. % CO_2 , а в присутствии H_2O содержание углекислоты достигает 9 вес. %. Растворимость этого летучего компонента существенно увеличивается с повышением температуры и давления, оставаясь примерно на порядок ниже растворимости воды. Согласно данным Мейсона [199], растворимость H_2O в диопсидовом расплаве при давлении 30 кбар составляет около 30 вес. %, а CO_2 – около 5 вес. %.

Из результатов экспериментальных исследований следует важный вывод о возможности появления насыщенных CO_2 магматических жидкостей даже при низких содержаниях этого летучего компонента в магмообразующем субстрате. Согласно оценкам Эгглера [155], достаточно 0,15 вес. % CO_2 в глубинном веществе, чтобы в образовавшемся при 3%-ном частичном плавлении расплаве типа щелочного базальта растворилось до 5 вес. % CO_2 . Не исключено, что при соответствующих условиях расплав может оказаться насыщенным в отношении этого летучего компонента уже вблизи магматического очага.

Перейдем к рассмотрению конкретных вопросов участия и роли различных газов в процессах магмообразования, в первую очередь флюидного режима неоген-четвертичных базальтоидов. Наличие в мегакристаллах из молодых эфузивов первичных флюидных включений, представленных чистой углекислотой, и вторичных – водно-углекислотных – убедительно свидетельствует о существенной роли углекислоты в составе флюидной фазы этих магм. В первичных углекислотных включениях при температуре

1430°С развивалось давление до 12 кбар, соответствует глубинам около 50 км. Учитывая аномальный характер исследованных включений и результаты экспериментальных исследований по растворимости углекислоты в основных расплавах, можно предположить, что захват флюидов растущими мегакристаллами происходил на еще больших глубинах, хотя прямых данных для этого предположения нет. Верхний предел углекислотной дегазации может быть оценен по самым низкоплотным вторичным включениям. Ориентировочные расчеты указывают на глубины до 20 км. На этих же глубинах из рассматриваемых базальтоидных расплавов начинает выделяться вода. Необходимо отметить, что окончание углекислотной дегазации для базальтоидов из Анюйской группы вулканов и из Нижнего Амура происходило на разных глубинах, что обусловлено несколькими причинами (исходным содержанием CO_2 , температурой расплава и т.п.).

Впервые флюидные включения в глубинных ксенолитах были обнаружены и исследованы Е.Р. Роддером [215]. Они оказались наполнены сжиженной углекислотой с удельным объемом 1,11–1,43 $\text{cm}^3/\text{г}$. Более плотная углекислота с $V_{\text{уд}} \text{CO}_2 = 0,85 \text{ cm}^3/\text{г}$ диагностирована в кварце из эклогитов Восточных Альп [187], в минералах ультраосновных ксенолитов района из базальтоидов Центральной Сахары [193], в ортопироксене ксенолитов лерцолитового парагенезиса из карьера района Драйзер Вайхер в Эйфеле, ФРГ [116]. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что во включениях из минералов глубинных пород, по криометрическим данным, кроме углекислоты, первичных включений флюидов другого состава не обнаружено.

На основании полученных нами результатов представляется возможным оценить количество растворенного в щелочно-базальтоидной магме флюида. Показано [64], что концентрация CO_2 в газовой фазе при постоянном давлении находится в прямой зависимости от ее концентрации в расплаве:

$$M_{\text{CO}_2} = KM_{\text{CO}_2}^2,$$

где M_{CO_2} , $M_{\text{CO}_2}^2$ – содержания CO_2 (в мас.%) в расплаве и газовой фазе соответственно; K – константа. При $P = 12$ кбар K , по данным [64], равно примерно $6 \cdot 10^{-2}$. Поскольку содержание CO_2 во флюиде составляет 100%, получаем, что концентрация углекислоты в расплаве к моменту захвата первичных включений была около 6 вес.%.

Таким образом, наличие CO_2 в мантийном субстрате, из которого выплавлялись неоген-четвертичные щелочно-базальтоидные магмы, не вызывает сомнений; более сложным является вопрос о ее количестве и формах нахождения. Если принять за основу вышеупомянутые оценки Д. Этглера [155], то с учетом полученных нами данных количество CO_2 в глубинном субстрате, из которого формировались неоген-четвертичные щелочные базальтоиды, составляет 0,2–0,3 вес.%. Согласно экспериментальным данным [242], существование ультраосновного глубинного парагенезиса со свободной углекислотой ограничено реакцией карбонатизации, протекающей при следующих параметрах: $T = 1000^\circ\text{C}$, $P \sim 20$ кбар и $T = 1200^\circ\text{C}$, $P \sim 23$ кбар. Поднятие геоизотерм в неоген-четвертичное время, вызвавшее магмообразование, способствовало переходу CO_2 из связанного состояния в свободное.

Низкое содержание воды в расплаве не позволяет однозначно решить

вопрос о ее формах нахождения на уровнях зарождения этих магм: входит ли она в состав водосодержащих минералов, таких, как амфибол или флогопит, или рассеяна в межзерновом пространстве. Судя по данным о растворимости воды в основных расплавах, можно полагать, что ее содержание в глубинном субстрате более чем на порядок ниже, чем содержание углекислоты.

Значительно более сложным является вопрос о флюидном режиме геосинклинальных щелочных базальтоидов и меймечитов. В оливинах ультраосновных субвулканических пород были обнаружены только раскристаллизованные в различной степени расплавные включения, подобные тем, которые описаны для меймечитов Сибирской платформы [110]. Отсутствие флюидных включений в этих минералах, являющихся первыми высокобарическими кристаллическими фазами ультраосновных магм, свидетельствует, вероятно, об изначально низких количествах летучих компонентов в исходном субстрате и высокой степени плавления.

Отсутствие углекислоты и воды в раскристаллизованных включениях мегакристаллов керсугита из верхнеюрских–нижнемеловых эфузивов не свидетельствует об общей недосыщенности расплава флюидом, поскольку наряду с керсугитом в основной массе базальтоидов присутствует значительное количество водосодержащего биотита, что свидетельствует о водной специализации геосинклинального верхнеюрско-нижнемелового щелочно-базальтоидного магматизма. Вместе с тем не совсем ясна подобная "стерильность" глубинного вещества, из которого формировались эти базальтоиды, в отношении других летучих компонентов. Это можно объяснить двояко: как определенное геохимическое свойство глубинного вещества геосинклиналей или как следствие неоднородностей в пространственном распределении летучих компонентов, возникших в результате плавления и сегрегаций расплавов на данном этапе развития региона. Существует мнение, что составы глубинных флюидов в континентальных и океанических областях различаются: для первых он существенно углекислотный, а для вторых – водно-метаново-водородный [65]. Однако это предположение вряд ли может быть достаточно убедительным, поскольку современная наука располагает слишком малым количеством сведений относительно эволюции глубинных флюидных систем начиная с ранних этапов развития Земли.

Рассмотрим второе предположение, основываясь на особенностях магматизма в регионе и определенных закономерностях поведения летучих компонентов при плавлении и кристаллизации магматических жидкостей. В Сихотэ-Алинской складчатой области в пределах синклиниория развиты трубки взрыва, прорывающие верхнемеловые терригенные отложения. Они представлены щелочными меланократовыми породами – мончикитами, авгититами, базальтоидами. Подобные породы образуют силлы, дайки, потоки и в более древних (юрских) толщах. Появление верхнемеловых базальтоидов в таких структурных формах свидетельствует об определенном геодинамическом режиме региона, т.е. об этапе сжатия. Подобная тектоническая обстановка благоприятна для захоронения на определенных глубинах основных магматических масс (рис. 44).

Время формирования глиноземистых гранитов хунгарийской интрузивной серии также отвечает верхнему мелу. Это значит, что заключительные

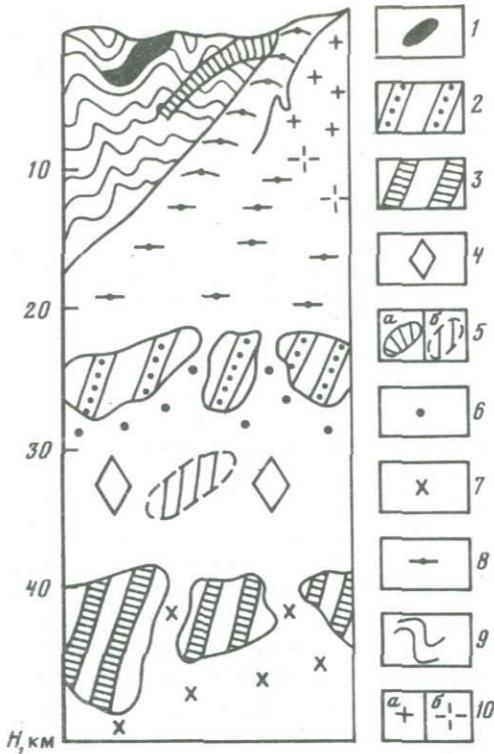


Рис. 44. Петрологическая модель строения современной литосфера Северного Сихотэ-Алиня

1 — ультраосновные и основные породы дунит-гарzburgитовой формации; 2 — шпинелевые перидотиты, встречающиеся в виде обломков в юрских базальтоидах; 3 — шпинелевые перидотиты, встречающиеся в виде обломков в неоген-четвертичных базальтоидах; 4 — дуниты; 5 — породы оливинит-вермилитовой формации (*а* — обнажающиеся на поверхности, *б* — захороненные); *б* — основные породы, сформировавшиеся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма; 7 — основные породы, сформировавшиеся в условиях гранулитовой фации метаморфизма; 8 — метаморфические породы, встречающиеся как ксенолиты в гранитоидах; 9 — геосинклинальные вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи; 10 — гранитоиды (*а* — обнажающиеся на дневной поверхности, *б* — захороненные)

этапы деятельности базальтоидного геосинклинального магматизма совпадают с началом гранитообразования. Поэтому не лишено оснований предположение о том, что причиной существенного увеличения теплопотока, приводящего к генерации гранитоидных магм, являются базальтоидные магматические массы. Согласно [106], в рамках физико-химической модели метаморфизма и плавления пород земной коры в подвижных областях, учитывающей внедрение основной магмы и поток флюидов, рассчитанные градиенты температур по разрезу земной коры удовлетворительно согласуются с фактическими, полученными методами палеотермометрии. Результаты термобарогеохимических исследований гранитоидов этой серии (Агусинский массив) показали, что температура ранних стадий кристаллизации минералов составила 730–675°C, а их формирование происходило при участии метанового и углекислотно-метанового флюидов. Можно предположить не менее трех источников этих флюидов: за счет дегазации базальтоидных магм, мантийного флюидного потока и летучих компонентов в субстрате, из которого формировались гранитные магмы.

Представленный выше материал по верхнеюрским эфузивам свидетельствует о присутствии в базальтоидном расплаве растворенной воды; другие типы диагностируемых криометрическим методом флюидов отсутствуют. Если происходила дегазация восстановленных газов (H_2 , CH_4 , CO_2) из глубинных недр Земли, то базальтоиды как продукты более

глубинного магматизма должны в определенной, даже большей степени, чем гранитоиды, отражать эти условия.

Отношения $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ (~70) в мегакристаллах амфибола (данные ЯГР) позволяют качественно оценить окислительно-восстановительные условия базальтоидных расплавов на момент кристаллизации этого минерала. Представляется, что такое соотношение закисного и окисного железа в амфиболах не может свидетельствовать об особых восстановительных условиях базальтоидного магматизма.

Термобарогеохимическое изучение минералов из обломков гнейсов в гранитах показало наличие реликтовых включений сжиженной углекислоты ($V_{\text{уд}} \text{CO}_2 = 0,93 \div 0,90 \text{ см}^3/\text{г}$) и раскристаллизованных расплавов в мигматитовых прожилках. Кроме того, встречаются наложенные флюидные включения, аналогичные для ксенолитов и гранитов.

Таким образом, приведенный материал позволяет ограничить область нахождения флюидов, основным компонентом которых является метан: выше областей генерации базальтоидных магм и ниже глубин генерации гранитоидов. Обсудим возможные причины этого явления.

Палеозойские и мезозойские геосинклинальные разрезы Сихотэ-Алиня характеризуются широким развитием толеитовых и щелочных базальтоидов, что свидетельствует о длительном и сложном характере глубинного магматизма. Приведенные в гл. 5 данные по геохимии верхнеюрско-нижнemеловых базальтоидов показывают несоответствие между низкими отношениями изотопов стронция и высокими содержаниями щелочей и легких лантаноидов. Это возможно в случае многократных актов плавления, сегрегации магматических жидкостей и их кристаллизации на месте, в результате чего происходило обогащение этими элементами глубинного субстрата незадолго до начала образования магматических масс, из которых формировались вышеупомянутые базальтоиды. В общем случае частичное плавление должно сопровождаться дегазацией глубинных пород с переходом летучих компонентов в расплав. Несмотря на различную растворимость газов в магматических жидкостях, их содержание в последних выше на несколько порядков, чем в рестиатах [128]. В случае нескольких этапов плавления и кристаллизации *in situ* в этих участках сформировавшиеся сегрегации расплавов на стадии кристаллизации начнут отделять самостоятельную флюидную fazу. Состав этой fazы будет сильно обогащен компонентами, наименее растворимыми в расплаве. Как было указано выше, в случае неоген-четвертичных щелочных базальтоидов их насыщение углекислотой было достигнуто на глубинах ~50 км, а водой ~20 км. Поэтому в таких участках кристаллизация магматических масс может вызывать значительные потоки трудно растворимых флюидов, таких, например, как CO_2 , метан и др. Мы здесь не обсуждаем возможные механизмы подъема флюидов, подробно рассмотренные в [128]. Важно то, что было установлено участие метаново-углекислотного флюида в гранитообразовании. Более растворимые компоненты (H_2O и др.), не достигнув предела насыщения, могли войти в состав амфибола или флогопита. Последующий разогрев должен привести к появлению расплавов, богатых водой и бедных углекислотой, чем и объясняется отсутствие CO_2 или других соединений углерода в верхнеюрских эфузивах.

Остается рассмотреть вопрос о компонентном составе предполагаемого

потока флюидов. Известно, что состав летучих, участвующих в гранитообразовании, существенно метановый. Предположим, что и изначальный состав флюидов в глубинном веществе (на уровне основного магмообразования) преимущественно метановый. В возникшем расплаве отношения H_2O/H_2 и CO_2/H_2 должны быть выше, чем в исходном субстрате, поэтому зона сегрегационного расплава после кристаллизации становится более окисленной, чем зона рестиотов. Этот эффект будет значительно усиливаться в результате многократности актов плавления и кристаллизации *in situ*. Состав свободного флюида, образовавшегося на значительной стадии этих процессов, будет существенно отличаться от исходного, в том числе и более высокой степенью окисленности. В такой флюидной системе соотношение активностей метана и углекислоты регулируется реакцией $CH_4 + 2 O_2 = CO_2 + 2 H_2O$.

Согласно расчетным данным [128], для различных кислородных буферов и соответствующих $P-T$ условий логарифм CH_4/CO_2 отрицательный, т.е. мольная доля углекислоты превышает мольную долю метана. Таким образом, состав потока флюидов на прогрессивной стадии должен быть существенно углекислотный. На этой стадии его температура соответствует температуре базальтовой магмы.

С понижением температуры флюидной системы (до температуры гранитной магмы $750^{\circ}C$), рассматриваемая реакция смеется влево, что приведет к возрастанию количества метана. Мольная доля CH_4 будет на несколько порядков превышать мольную долю CO_2 . В качестве дополнительного (?) фактора, свидетельствующего в пользу возрастания восстановительного характера флюидов, можно привлечь ассоциацию некоторых гранитов с гипербазитами. Уже давно замечена связь газов существенно водородного и метанового состава с ультраосновным магматизмом. В дунитовых массивах нередко содержатся камеры сильно восстановительных газов, находящихся под большим давлением. В Сихотэ-Алинской складчатой области гипербазиты пространственно взаимосвязаны с высокоглиноземистыми гранитами, образуя хунгарийскую интрузивную серию. Не исключено, что гипербазиты усиливают восстановление свойства флюидов, участвующих в гранитообразовании. Проверить это предположение можно путем изучения изотопного состава углерода из флюидных включений в минералах гранитов и гипербазитов.

Заканчивая обсуждение полученных результатов, необходимо отметить ряд моментов флюидного режима глубинных недр Земли, которые если непосредственно и не вытекают из вышеизложенного, то по крайней мере не вступают с ним в противоречие. На уровнях генерации базальтоидных магм летучие компоненты присутствуют в незначительных количествах и не всегда могут образовывать самостоятельную фазу. При плавлении основная масса флюидов переходит в расплавы, поднятие которых способствует перемещению флюидов. Долговременные и значительные по протяженности потоки флюидов можно ожидать в случае многократных актов плавления и кристаллизации.

Судя по полученным результатам, в субстрате, из которого формировались неоген-четвертичные базальтоиды, содержалось около 0,1–0,3 вес.% CO_2 и H_2O . Эти значения находятся в соответствии с данными, приведенными в [128], где показано с учетом химии метеоритов, что в подкоровых

частях Земли средние содержания С и Н не превышают величин порядка (в вес.%) 0,1 С, 0,01 Н. Такой слабодифференцированный характер глубинного вещества подтверждают и данные геохимии. Точки величин отношений изотопов стронция для неоген-четвертичных базальтов ложатся на главный эволюционный тренд стронция Земли. Это значит, что магмообразующий субстрат очень древний, не претерпевший существенных геохимических изменений после формирования Земли как планеты.

Существует общая посылка, что с глубиной при повышении Р и Т флюид становится все более восстановленным, активность кислорода в нем падает, преобладающими компонентами становятся CO, CH₄, H₂. В верхних горизонтах земной коры флюид в большинстве случаев обладает окислительными свойствами. Однако, как показали наши данные, локальные особенности состава и строения литосфера, сложный и длительный характер магматизма могут привести к формированию в некоторых областях коры своеобразных флюидных обстановок (флюидный режим гранитообразования), которые будут отличаться от общепринятой схемы.

МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ МОНГОЛИИ, ЯПОНИИ И АВСТРАЛИИ

Кайнозойская геологическая история Центральной Азии характеризуется широким развитием базальтового вулканизма, в результате которого были сформированы отдельные лавовые поля на значительной территории, включающей Туву, Восточные Саяны, Прибайкалье, Монголию, Северный Китай, Куньлунь и Тибет. Эта внутренне континентальная область проявления новейшего вулканизма по масштабам сопоставима с Восточно-Африканской континентальной вулканической провинцией. Такие области, как Прибайкалье, характеризуются резко выраженным формами неотектоники, интенсивным вулканизмом, значительными геофизическими аномалиями и высокой сейсмичностью. Эти черты свойственны рифтовым структурам. Другие области (Монголия, Тува и др.) не обладают в должной степени чертами рифтовых зон.

Лавовые поля кайнозойских базальтов Монголии занимают центральное место в Азиатской вулканической провинции. Среди продуктов этого вулканизма господствуют породы щелочно-базальтоидного ряда. Большей частью они образуют небольшие по площади, разобщенные лавовые поля, группирующиеся в вулканические ареалы, которые различаются петрохимическим типом базальтовых ассоциаций и особенностями тектонического положения. Возникновение этих вулканических ареалов связано с этапом кайнозойской тектонической активности складчатых сооружений Монголии, которая прервала только что начавшееся в конце мела — начале палеогена платформенное развитие новым оживлением тектонической активности в олигоцене—миоцене [37]. Кайнозойские вулканические ареалы Монголии располагаются в пределах принципиально различных складчатых сооружений северного и южного мегаблоков. Эти главнейшие структурные элементы Монголии различаются историей геологического развития и формирования структур [53]. Северный блок является областью преимущественно раннепалеозойской складчатости, которая характеризуется широким развитием терригенных формаций с сиаличес-

ким интрузивным магматизмом [118]. Считается, что эти складчатые сооружения заложились и развивались на коре континентального типа. Южный мегаблок сложен герцинскими структурами, которые представляют собой типичные эвгесинклинали с широким развитием продуктов подводного вулканизма, габбро, гипербазитов. Эти офиолитовые ассоциации рассматриваются как остатки океанической коры геологического прошлого, а складчатые сооружения Южной Монголии предполагаются сформированными на коре океанического типа. Два основных океанических ареала — Хангайский и Даригангский, в которых обнаружена подавляющая часть глубинных ксенолитов, приурочены соответственно к северному и южному мегаблокам.

Среди кайнозойских базальтоидов выделены ассоциации: 1) калиевых щелочных базальтоидов, 2) натриевых щелочных базальтоидов, 3) щелочных и толейтовых пород и 4) известково-щелочных базальтоидов [68]. Установлено значительное петрографическое разнообразие ксенолитов, среди которых выделены шпинель- и гранатсодержащие ультраосновные разности, эклогитовый, эклогитоподобный и гранулитовый парагенезисы [68]. Выявлены существенные вариации составов минералов в породах близкого состава. Детальные комплексные исследования различных типов ксенолитов из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии позволили реконструировать разрезы верхней мантии и низов земной коры в пределах двух различных типов складчатых сооружений [68].

Герцинская складчатая область Южной Монголии характеризуется слабо дифференцированным по составу ультраосновным глубинным разрезом. В нижней части, соответствующей верхней мантии, преобладают шпинелевые лерцолиты, а в верхней — шпинелевые пироксениты, отвечающие $P-T$ условиям гранулитовой (двукиркосеновой) фации. Для каледонских сооружений Северной Монголии установлена дифференцированная существенно ультраосновная с эклогитами верхняя мантия и нижняя часть коры, представленная в низах базитовыми образованиями (пироксенитами и эклогитоподобными породами), а выше — двукиркосеновыми и пироксен-амфиболовыми гранулитами.

Фундаментом палеозойско-мезозойских геосинклиналей в области Японских островов является кора континентального типа [107]. В пользу этого предположения свидетельствует открытие сильно метаморфизованных пород досилурского возраста в Северо-Восточной Японии и позднедокембрийских ортокварцитовых галек в олигоценовой толще самой южной части п-ова Кии. Выделяются пять перидотитовых поясов: Камуикотан, Хидака, Сагун, Сенбагава, Сетогава. Время формирования поясов достоверно не установлено [78]: пояса Камуикотан и Хидака предположительно относят к юре, пояс Сангун — к верхнему палеозою, пояс Санбагава — к верхнему палеозою или нижнему мезозою и пояс Сетогава — к палеогену. Все эти перидотитовые пояса являются одновременно и метаморфическими поясами, приуроченными к разломам в геосинклиналях.

Пояса Сангун и Камуикотан сложены породами дунит-гарцбургитовой формации. В поясе Санбагава преобладают представители оливинит-верлитовой формации. В поясах Хидака и Сетогава ведущую роль играют породы дунит-гарцбургитовой формации, только вместо гарцбургитов типоморфной породой являются лерцолиты. В этих поясах, помимо ультра-

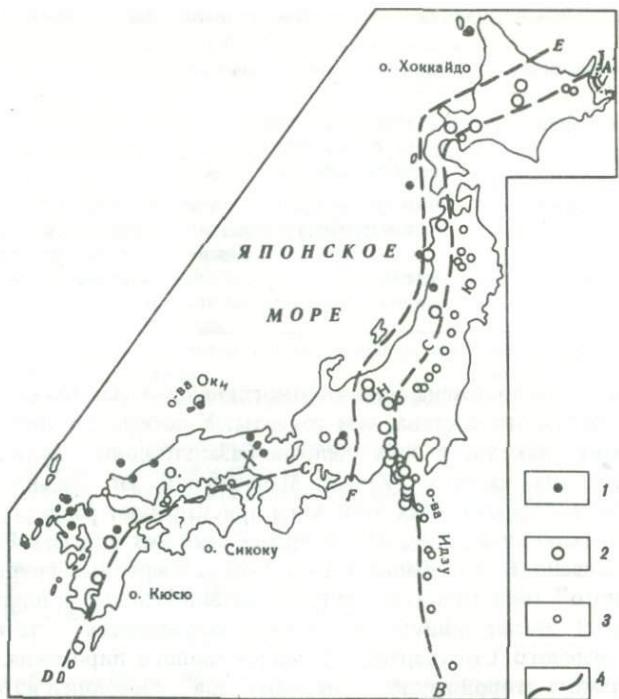


Рис. 45. Распространенность проявлений кайнозойского вулканизма на Японских островах, по [107]

1 – вулканические постройки щелочно-базальтоидного вулканизма; 2 – вулканические постройки толеитовых базальтов; 3 – вулканические постройки известково-щелочных базальтов; 4 – границы распространения пород

основных пород, в большом количестве распространены метаморфизованные основные породы, по-видимому, первично-базальтового состава. Однако вследствие интенсивной дислоцированности и глубокого метаморфизма базальтов их связь с ультраосновными породами недостаточно ясна, хотя в поясах Санбагава и Сетогава существование родственной или даже прямой связи не вызывает сомнений [78]. Преобладают пикритовые базальты, особенно в поясе Санбагава. Ультраосновные породы поясов Санбагава, Хидака, Сетогава характеризуются значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах 0,705–0,706, а ультраосновные породы поясов Сангун и Камуикотан имеют отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0,710–0,717. Приведенные данные свидетельствуют о сложной истории основного–ультраосновного магматизма на геосинклинальной стадии развития Японии.

Четвертичный вулканизм в Японии местно связан с предшествующей вулканической активностью неогенового периода, в результате которой в мелководных условиях накапливалась формация зеленых туфов, а местами – вулканогенная моласса, залегающие на древнем геосинклинально-складчатом фундаменте. Четвертичные вулканы образуют четкие пояса (рис. 45), особенно в Северо-Восточной Японии. Толеитовые базальты развиты вблизи тихоокеанского побережья северо-восточной части Япо-

Таблица 34. Классификация ксенолитов из вулканических пород Японии по [178]

Характеристика	"Зеленый" тип включений	"Черный" тип включений
Типы пород	Дуниты, перидотиты, пироксениты и анортитсы, содержащие пироксениты	Оlivиновое габбро, габбро, Al-содержащие пироксениты
Минералогия	Включения хромита, рутила и магнетита в силикатах. Все минералы содержат Cr	Включения шпинели или менинита в силикатах. Породообразующие минералы содержат повышенные количества Ti

ни. Западнее расположена зона высокоглиноземистых базальтов несколько более щелочного состава, чем толеиты. У побережья Японского моря и на островах находится зона щелочно-базальтоидного вулканализма, продолжающаяся на материк (Корея, Маньчжурия, юг Дальнего Востока). В вулканических постройках этой зоны присутствуют разнообразные типы глубинных включений [178, 181 и др.]. Среди них для юга Японии выделяются, согласно Е. Ишибаши (табл. 34), две крупные группы. Включения "зеленого" типа (дуниты, перидотиты шпинелевые и плагиоклазовые пироксениты) имеют общую характерную особенность — наличие в парagenезисах зеленого Cr-содержащего моноклинного пироксена. Типоморфным минералом второй группы — "черного типа", состоящей из оливинового габбро, габбро и Al-содержащих пироксенитов, также является моноклинный пироксен, но черного или коричневого цвета.

Наиболее подвижной частью Австралии является тихоокеанский край континента, где выделяется несколько складчатых систем и краевой прогиб [76]. На западе располагается система, состоящая из подводных вулканитов основного и среднего состава, терригенных флишоидных пород, превращение которой в орогенную произошло в позднем кембрии—раннем ордовике. В начальный период каледонской геосинклинальной системы проявлены все представители офиолитовой ассоциации. Выше по разрезу расположены мощные карбонатно-терригенные и граувакковые толщи. Несколько фаз тектогенеза, сопровождавшихся интрузивным магматизмом, имели место при формировании рассматриваемой системы. В самостоятельную геосинклинальную систему выделена геосинклиналь Ходжкисон, где известны мощные ордовикские и раннекарбоновые толщи граувакк, алевролитов и известняков с подчиненными вулканитами кислого и среднего состава.

В складчатой системе Новой Англии широко представлены девонские и каменноугольные отложения мощностью 7–8 км. В девоне преобладают породы кремнисто-вулканогенной формации, а в карбоне — терригенной и терригенно-карбонатной. Внедрение интрузивов разного состава (гипербазиты, габбро, гранитоиды) продолжалось в течение позднего палеозоя и частично в раннем триасе. Восточный край материка сохранил подвижность в мезозое и кайнозое, что подтверждается наличием триасовых, юрских и кайнозойских наземных вулканитов.

Вдоль узкой полосы тихоокеанского побережья Австралии распола-

Таблица 35. Классификация глубинных ксенолитов из щелочных базальтов Австралии, по [228]

Группа	Подгруппа	Состав	Структура, текстура	Предполагаемое местонахождение
Метапериодитовая	Гранатовая	Гранатовые лерцолиты, ортопироксениты, оливинсодержащие ортопироксениты, вебстериты, лерцолиты, гарпбургиты.	Метаморфические	Верхняя мантия
	Шпинелевая	Амфиболсодержащие верлиты и перидотиты, дуниты, флогопитовые лерцолиты	"	"
Метапироксенитовая	Родоначальная	Гранатовые и шпинелевые пироксениты	Метаморфические	"
	Сложная гранатовая	Переходные гранат-шпинелевые пироксениты	"	"
	Метасоматическая	Пироксениты с амфиболом и (или) слюдой и апатитом	"	"
Перидотит-пироксенитовая	Грубозернистая	Вебстериты, клинопироксениты, верлиты	Кумулятивные	Нижняя кора
	Пойкилитовая	Амфиболсодержащие перидотиты, пироксениты	"	"
	Метасоматическая	Пироксениты-диориты	"	"

гается прогиб Мэриборо. В основании разреза залегает пермская толща граувакк, средних и кислых эфузивов, перекрытых несогласно триасово-юрскими отложениями (песчаники, аргиллиты с прослоями угля) и покровами андезитов. По всему восточному побережью Австралии широко развиты мезозойские и кайнозойские покровы континентальных вулканических пород. Этот регион представляет классический пример обрастаания древних жестких структур, постепенно омолаживающихся в направлении с запада на восток, геосинклинальными складчатыми сооружениями с проявлением инициального вулканизма, интрузий основного и ультраосновного состава и многофазного гранитоидного магматизма.

Различные типы ксенолитов и мегакристаллов встречаются в послекарбоновых щелочных вулканических породах Восточной Австралии [228]. Изредка включения встречаются в толеитовых разностях. Предложена классификация ксенолитов, встреченных в эфузивах Восточной Австралии (табл. 35) [228]. По результатам петрологического изучения ксенолитов и мегакристаллов построены разрезы земной коры и верхней мантии региона. На основании изучения ассоциаций ксенолитов установлена определенная временная последовательность эндогенных процессов в мантии для Восточной Австралии.

1. Раннедокембрийский этап (3000 млрд. лет или древнее). Образование грубозернистых лерцолитов при $T = 900 \div 1300^\circ\text{C}$ и $P = 20 \div 30$ кбар. Гранулы, характеризующие нижнюю кору, могут быть древнее 1 млрд. лет.

2. Поздний докембрий (600–700 млн. лет): а) образование пироксенитовой магмы за счет частичного плавления (цифры основываются на данных об изотопном возрасте ультраосновных включений) и б) перекристаллизация шпинелевых пироксенитов.

3. Мезозойский диапиризм: а) локальный метасоматоз с образованием керскутита и (или) флогопита; б) обогащение перидотитов легкими литофильными элементами за счет частичного плавления; в) охлаждение диапировой системы и ее кристаллизация.

4. Кайнозойский вулканализм, в результате которого были извлечены на дневную поверхность обломки вещества верхней мантии (породы раскристаллизованной диапировой системы).

Изложенный материал по ксенолитам из щелочных базальтов окраинно-континентальных (Япония, Австралия, юг Дальнего Востока) и внутренних континентальных (Монголия) областей показывает, что набор этих глубинных образований прямо не коррелирует с геологической историей регионов. Учитывая данные по изотопному возрасту ультраосновных ксенолитов (интервал 500 млн.–3,4 млрд. лет), можно полагать, что сформировавшаяся ультраосновная система, фрагменты которой мы изучаем, в дальнейшем не находилась в области генераций мантийных расплавов, свойственных последующим этапам развития регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблесимов Н.Е., Бехтольд А.Ф. Высокотемпературные исследования природных оливинов из ультрамафических включений в базальтах Дальнего Востока с помощью эффекта Мессбауэра. — Докл. АН СССР, 1979, т. 239, № 3, с. 694–697.
2. Агафонов Л.В., Кутолин В.А., Леснов Ф.П. Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 67–84.
3. Аргентов В.Б., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапов С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 92 с.
4. Ахмадулин В.А., Малышев Ю.Ф., Мастюгин Л.А. и др. Районирование гравитационных и магнитных полей юга Дальнего Востока. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 128–145.
5. Ахметьев М.А., Ботылева Л.П. Неоген-четвертичные андезито-базальты Восточного Сихотэ-Алиня. — В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971, с. 13–47. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 174).
6. Багдасаров Э.А., Ланда Э.А., Марковский Б.А. Химический состав и условия кристаллизации хромшипинелидов вулканических ультрамафитов и других пород мафит-ультрамафитового ряда. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 3, с. 522–535.
7. Базаров Л.Ш. Установка для замораживания включений в минералах. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1966, т. 4, с. 231–234.
8. Бакуменко И.Т., Каляго С.С., Соболев В.С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5, с. 1127–1130.
9. Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Включения в минералах гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 6, с. 1430–1433.
10. Балашов Ю.А. Разделение РЭЭ при фракционной кристаллизации магматических расплавов. — Геохимия, 1972, № 5, с. 531–546.
11. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
12. Балашов Ю.А. Изотопная неоднородность верхней мантии Земли. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 77–96.
13. Балашов Ю.А., Сущевская Н.М. Редкоземельные элементы в стратифицированных ультраосновных интрузиях. — Геохимия, 1973, № 12, с. 1824–1831.
14. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Некоторые проблемы интерпретации данных криометрии метаморфогенных включений. — Тихоокеанская геология, 1983, № 4, с. 69–78.
15. Бердников Н.В., Приходько В.С. Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 3, с. 708–711.
16. Бердников Н.В., Томиленко А.А. Углекислотно-метановые включения

- в кварце гранитов Агусинского массива (Северный Сихотэ-Алинь). — Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 3, с. 656—659.
17. Бернэм К. Уэйн. Значение флюидных компонентов. — В кн.: Эволюция изверженных пород: Развитие идей за 50 лет. М.: Мир, 1983, с. 425—467.
 18. Брэгг И., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. М.: Наука, 1967. 390 с.
 19. Буров Ю.П. Периодитовые включения и бомбы в трахибазальтах вулкана Сверре на Западном Шпицбергене. — В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л.: Недра, 1965, с. 260—271. (Тр. НИИГА; Т. 146).
 20. Ваганов В.И., Кузнецов И.Е. Определение температур кристаллизации оливина ультраосновных и основных пород. — В кн.: Современные методы петрологических исследований. М.: Наука, 1976, с. 142—156.
 21. Ваганов П.А. Нейтронно-активационное исследование геохимических ассоциаций редких элементов. М.: Энергоиздат, 1981. 112 с.
 22. Варгафтич Н.Б. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М.: Наука, 1972. 720 с.
 23. Варновский В.Г. Литология и условия формирования палеогеновых и неогеновых отложений Средне-Амурской впадины. — В кн.: 8-я конф. молодых ученых Дальнего Востока. Секция геол. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1965, с. 16—17.
 24. Васильев Ю.Р. Аксессорные хромшипелиды как один из индикаторов условий образования магматических ультраосновных пород. — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 61—85. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 491).
 25. Васильев Ю.Р., Коненко В.Ф., Королюк В.Н. Аксессорные хромшипелиды из ультраосновных пород Маймече-Котуйского района. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 7—16. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Том 10. Вып. 305).
 26. Виноградов А.П. Метеориты и земная кора. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10, с. 5—27.
 27. Волынец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканитов Камчатки и Курил. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 124—167.
 28. Гапеева Г.М. Щелочная магматическая провинция Приамурья. — Докл. АН СССР, 1954, т. 44, № 3, с. 535—536.
 29. Геология Северо-Восточной Азии. Л.: Недра, 1973. Т. 3. Магматизм. 395 с.
 30. Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. 736 с.
 31. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
 32. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева. Новосибирск: Наука, 1975. 282 с.
 33. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 519 с.
 34. Голева Н.Б., Рабинович Б.С., Лазько Е.Е. Редкие лиофильные элементы в минералах ксенолитов перидотитов Якутии. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 6, с. 1455—1459.
 35. Голубева Э.Д. Основные черты петро-геохимии и минералогии кайнозойских базальтоидов и персидолитовых ксенолитов Приморья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: Дальневост. геол. ин-т, 1965. 23 с.
 36. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Л.: Мир, 1968, с. 132—228.
 37. Девяткин Е.В. Структуры и формационные комплексы этапа кайнозойской активизации. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с. 182—185.
 38. Денисов Е.П. Первая находка лейцитовых базальтоидов в Центральном Сихотэ-Алине. — Геология и геофизика, 1967, № 2, с. 118—120.
 39. Денисов Е.П. Состав авгитовых включений в щелочных базальтах. — Геология и геофизика, 1973, № 3, с. 34—42.
 40. Денисов Е.П. Состав хромшипелей перидотитов в базальтах. — Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 67—76.
 41. Денисов Е.П. Состав оливинов из шпинелевых перидотитов в базальтах. — Геология и геофизика, 1973, № 12, с. 21—28.
 42. Денисов Е.П. Сложные гипербазито-

- вые включения в щелочных базальтах и проблема состава верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 919–922.
43. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 4. 482 с.
44. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
45. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Крикуненко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
46. Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 118–122.
47. Долгов Ю.А., Симонов В.А. Исследование газово-жидких включений при нагревании выше температур гомогенизации. — В кн.: Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 121–128.
48. Дороговин Б.А., Быдлаева Н.Г., Шатагин Н.Н. Экспериментальное моделирование термального воздействия растворов на углекислые включения в кварцитах. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4, с. 915–916.
49. Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л.: Наука, 1967. 257 с.
50. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 375 с.
51. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 270 с.
52. Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Ковалевский В.В., Зольников Г.В., Никишов К.Н. Изучение Rb/Sr системы кимберлитовых пород Якутии. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 68–75.
53. Зайцев Н.С., Зоненшайн Л.П. Тектоническое районирование Монголии. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с. 12–18.
54. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 251 с.
55. Зимин С.С., Старков Г.Н., Щека С.А., Погорелова М.Г. О находке меймечитов в главном антиклиниории Сихотэ-Алиня. — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1965, с. 194–195.
56. Иванова В.Л. К плавлению ксенолитов в базальтовой магме. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 78–80.
57. Иванова В.Л., Кирюхина Н.И. Границы зерен и межзерновой материал в перцолитовых включениях. — В кн.: Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 82–83.
58. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитоидов. М.: Наука, 1965. 150 с.
59. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Недра, 1967. 384 с.
60. Изох Э.П., Ушаков Е.Н. Глубинные метаморфические породы в бассейне р. Анюй (Северный Сихотэ-Алинь). — Геология и геофизика, 1969, № 6, с. 117–120.
61. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
62. Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
63. Ичетовкин Н.В., Силинский А.Д., Фадеев А.П. Каинозойские щелочные базальтоиды бассейнов рек Канагы и Вилиги (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). — Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 127–132.
64. Кадик А.А. Влияние дегазации основных магм на режим воды и углекислоты в коре и верхней мантии. — В кн.: Геодинамические исследования, 1975, № 3, с. 67–87.
65. Кадик А.А. Режим летучих компонентов ($K_2O + CO_2$) при подъеме продуктов частичного плавления коры и мантии к поверхности Земли. — В кн.: Междунар. геол. конгр. Париж, 26-я секция. М.: Наука, 1980, с. 70–77.
66. Калужный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 237 с.
67. Карсаков Л.П. Метаморфические комплексы Приамурья. — В кн.: Метаморфизм докембрия района

- Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983, с. 66–97.
68. Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
69. Кепежинскас В.В., Кепежинскас К.Б. Состав и строение коры и верхней мантии складчатых сооружений Центральной Азии. – В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 106–116. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 403).
70. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.
71. Классен-Неклюдова М.В. Механическое двойникование кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 261 с.
72. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панихерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 216 с.
73. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
74. Коротаев М.Ю., Никишин А.М. Эволюция флюидного режима астено-сферного выступа и стадийность метаморфизма, магматизма и металлогении внутриконтинентальных линейных подвижных поясов. – Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 2, с. 415–418.
75. Косыгин Ю.А., Малышев Ю.В., Парфенов Л.М., Романовский Н.П. Плотностные инверсии в земной коре юга Дальнего Востока. – Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 420–423.
76. Красный Л.И. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т. 2. 218 с.
77. Красов Н.Ф., Осортин Н.Ф., Чуприна Л.Ю. и др. Установка для исследования включений в темноцветных минералах при высоких температурах. – В кн.: Генетическая минералогия (по включениям в минералах). Новосибирск: Наука, 1978, с. 23–28.
78. Курода И., Изуми С. О некоторых проблемах происхождения ультраосновных пород альпийского типа. – В кн.: Тр. I Междунар. геохим. конгр. М., 1972, т. 1. Магматические процессы, с. 407–414.
79. Кутолин В.А. К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного соста-
- ва. – Геология и геофизика, 1966, № 11, с. 42–51.
80. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 206 с.
81. Кутолин В.А., Фролова В.М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли. – В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 55–79.
82. Пеликов Е.П., Мишкина И.В., Милов А.П. Новые данные о возрасте метаморфических пород Ханкайского массива. – В кн.: Геология имагматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 16–18.
83. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Остафийчук И.М. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 144 с.
84. Лути Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1975. 168 с.
85. Любутин И.С., Дмитриева Т.В. Исследование кристаллохимии и магнитных свойств шпинелей методом мёссбауэрской спектроскопии. – Кристаллохимия, 1977, № 12, с. 5–55.
86. Малеев Е.Ф. Вулканы Амурско-Уссурийской низменности. – В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 3–59.
87. Малышев Ю.Ф., Парфенов Л.М., Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П. Гравитационные аномалии Дальнего Востока. – В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 18–29.
88. Малышева Т.В. Эффект Мёссбауэра в геохимии и космохимии. М.: Наука, 1975. 168 с.
89. Марковский Б.А., Ротман В.И. Геология и петрология ультраосновного вулканализма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
90. Мартынюк М.В. Соотношение эфузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклиниория: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1972. 28 с.
91. Мартынюк М.В. О возрасте метаморфических и интрузивных пород Анюйского выступа фундамента Сихотэ-Алинской складчатой област-

- ти. – В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 187–188.
92. Меляховецкий А.А. О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билибинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий. – В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 84–111. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 349).
93. Мельник Ю.П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенеза. Киев: Наук. думка, 1978. 287 с.
94. Мишин В.П. Разновозрастные эвгеосинклинальные формации главного антиклиниория Сихотэ-Алиня. – В кн.: Мезозойский тектогенез: (Материалы VII сес. Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан, 1971, с. 114–118.
95. Мишкин М.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969. 184 с.
96. Моисеенко У.И., Кутолин В.А. Влияние температуры на теплопроводность оливинита. – Геология и геофизика, 1966, № 4, с. 153–155.
97. Никольский Н.С. Параметры равновесных флюидных систем. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 21–34.
98. Парфенов Л.М. Схема тектоники советского Дальнего Востока и некоторые вопросы магматизма. – В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 3–25.
99. Парфенов Л.М., Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. и др. Некоторые вопросы глубинной тектоники советского Дальнего Востока. – В кн.: Тектоника и структурная геология: Планетология. М.: Наука, 1976, с. 90–101.
100. Парфенов Л.М., Рейнлиб Э.Л. Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока. – Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1204–1206.
101. Потапьев С.В., Спирина Е.Е., Мараханов В.И., Петров А.В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае. – Сов. геология, 1979, № 3, с. 84–97.
102. Приходько В.С. Вариации составов хромшпинелидов и их значение для петрологии ультрабазитов. – Геология и геофизика, 1980, № 7, с. 67–73.
103. Приходько В.С., Абрамова Е.Е., Романенко И.М. Ультраосновные включения и метакристаллы амфибола в юрских базальтоидах Сихотэ-Алиня. – Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 931–934.
104. Приходько В.С., Бердников И.В., Бехтольд А.Ф., Чубаров В.М. Состав и строение литосферы Северного Сихотэ-Алиня. – Тихоокеан. геология, 1982, № 2, с. 52–62.
105. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
106. Ревердатто В.В., Калинин А.С. Эволюция земной коры в подвижных поясах, модель метаморфизма и анатексиса. – В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Наука, 1981, с. 142–143.
107. Рикитаке Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. – В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 216–236.
108. Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978. 182 с.
109. Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 43–55.
110. Соболев А.В. Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса. – В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхнейmantии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 330–347. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 403).
111. Соболев В.С., Добрцов Н.Л., Соболев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. – Геология и геофизика, 1972, № 12, с. 37–42.
112. Соболев В.С., Добрцов Н.Л., Соболев Н.В. Петрологический разрез земной коры и верхней мантии. – В кн.: Геология процессов метаморфизма. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 58–66.
113. Соболев В.С., Панина Л.И., Чепуров А.И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации

- расплавных включений. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1, с. 201—204.
114. Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1, с. 108—111.
115. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
116. Соловьева И.П., Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Наумов В.Б. Включения высокоплотной CO_2 в мантийных перцолитах. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 1, с. 179—182.
117. Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.
118. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
119. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. 239 с.
120. Томиленко А.А. Физико-химические условия метаморфизма и анатексиса пород некоторых районов Советского Союза: Автoref. дис. канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1978. 25 с.
121. Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.
122. Трегер В.Г. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.
123. Турбин М.Т., Кириллова Г.Л. Формирование континентальной коры южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана: Тр. XIV Тихоокеан. науч. конгр. М.: ВИНТИ, 1979, с. 53—54.
124. Уханов А.В. Реконструкция верхней мантии по ксенолитам в кимберлитовой трубке. — Геохимия, 1976, № 9, с. 1300—1307.
125. Файф У., Тернер Ф., Ферхуэн Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 413 с.
126. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
127. Фор Г., Паузелл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 213 с.
128. Хлестов В.В. Флюидный режим земной коры и мантии. — В кн.: Геодинамические исследования. М.: Наука, 1975, № 3, с. 87—122.
129. Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 188 с.
130. Шевченко Ю.С. Моделирование двойникования оливинов. — Геология и геофизика, 1979, № 10, с. 75—79.
131. Шмулович К.И., Терещенко Е.Н., Калиничев А.Г. Уравнение состояния и изохоры неполярных газов до 2000 К и 10 ГПа. — Геохимия, 1982, № 11, с. 1598—1614.
132. Шмулович К.И., Шмонов В.М. Таблицы термодинамических свойств газов и жидкостей. М.: Изд-во стандартов, 1978. Вып. 3. Двуокись углерода. 167 с.
133. Aoki K. Andesine megacrysts in alkali basalts from Japan. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, vol. 25, p. 284—288.
134. Arndt N.T. Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm. and high pressure. — In: Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1975—1976. Wash (D.C.), 1976, p. 555—562.
135. Arth J.G., Arndt J.G., Naldrett A.J. Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario: Trace-element evidence. — Geology, 1977, vol. 5, N 10, p. 590—594.
136. Bakon C.R., Carmichael J.S.E. Stage basalts magma: An example from San Quintin Baja, California. — Contrib. Miner. and Petrol., 1973, vol. 41, p. 1—22.
137. Basu A.R., Murthy V.R. Ancient lithospheric lherzolite xenolith in alkali basalt from Baja, California. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 35, N 2, p. 239—246.
138. Best M.G. Kaersutite-peridotite inclusions and Kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, vol. 27, N 1, p. 25—44.
139. Binns R.A. High-pressure megacrysts in basanitic lavas near Armidale, New South Wales. — Amer. J. Sci., 1969, vol. 267-A, p. 33—49.
140. Binns R.A., Duggan M.B., Wilkinson J.F.C. High-pressure megacrysts in alkaline lavas from north-eastern New South Wales. — Amer. J. Sci., 1970, vol. 269, p. 132—168.

141. Brooks C.K., Rucklidze J.C. A tertiary lamprophyre dike with high-pressure xenoliths and megacrysts from Wiedemanns Fjord, East Greenland. — Contrib. Miner. and Petrol., 1973, vol. 2, N 3, p. 197–212.
142. Brothers R.N. Flow orientation of olivine. — Amer. J. Sci., 1959, vol. 257, p. 574–584.
143. Brothers R.N. Olivine nodules von New Zealand. — In: XXI Intern. geol. congr. Copenhagen, 1960, pt 13, p. 62–81.
144. Brothers R.N. Petrofabric analyses of Ruhm and Skaergaard layered rocks. — J. Petrol., 1964, vol. 5, p. 255–274.
145. Brothers R.N., Rodgers K.A. Petrofabric studies of ultramafic nodules from Auckland, New Zealand. — J. Geol., 1969, vol. 77, N 4, p. 452–465.
146. Brown G.E., Prewitt C.T. High-temperature crystal chemistry of hortonolite. — Amer. Miner., 1973, vol. 58, N 7/8, p. 577–587.
147. Bulitude R.J., Green D.H. Experimental study at high pressures on the origin melilitic nepheline magmas. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 3, p. 325–327.
148. Burwell A.D.M. Rb-Sr isotope geochemistry of Iherzolites and constituent minerals from Victoria, Australia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, p. 69–78.
149. Byers C.D., Muenow D.W., Garsia M.O. Volatiles in basalts and andesites from the Galapagos spreading center, 85° to 86° W. — Geochim. et cosmochim. acta, 1983, vol. 47, p. 1551–1558.
150. Carter N.L., Ave'Lallament. High-temperature flow of dunite and peridotite. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 2181–2202.
151. Chapman N.A., Powell R. Inclusion and megacrysts from under-saturated tuffs and basanites, East Fife, Scotland. — J. Petrol., 1976, vol. 17, N 4, p. 472–499.
152. Chudoba K.F., Frechen I. Über die plastische Verformung von Olivine. — Neues Jb. Miner. Abh., 1950, Bd. 81, S. 183–200.
153. Collee A. A fabric study of Iherzolites with special reference to ultrabasic nodular inclusions in the lavas of Auvergne (France). — Leidse geol. meded., 1963, vol. 28, p. 1–202.
154. De Paolo D.J., Wasserburg G.L. Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inference about their mantle sources. — Proc. Nat. Acad. Sci. US, 1979, vol. 79, N 7, p. 3056–3060.
155. Egger D.H. Peridotite-carbonate relations in the system CaO–MgO–SiO₂–CO₂. — In: Carnegie Inst. Wash. Yearbook. Wash. (D.C.), 1975, p. 468–474.
156. Ernst T. Olivinknollen der Basalte als Bruchstücke alter Olivinfelse. — Nachr. Akad. Wiss. Gottingen. Math.-phys. Kl. Gruppe IV, 1935, Bd. 1, N 13, S. 147–154.
157. Evans B., Frost B. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analyses. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 959–972.
158. Evans B., Wright T. Composition of liquidus chromite from the 1959 (Kilauea Jni) and 1965 (Makaopuhi) eruption of Kilauea volcano, Hawaii. — Amer. Miner., 1972, vol. 57, p. 217–236.
159. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 8, p. 1199–1212.
160. Fenton M., Faure G. The age of the igneous rocks of the Stillwater complex of Montana. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, p. 1599–1604.
161. Flower M.F.J. Rare-earth element distribution in lavas und ultramafic xenoliths from the Comores Archipelago, Western Indian Ocean. — Contrib. Miner. and Petrol., 1971, vol. 31, N 4, p. 335–346.
162. Frey F.A. Rare-earth abundances in a high-temperature peridotite intrusion. — Geochim. et cosmochim. acta, 1969, vol. 33, N 11, p. 1429–1447.
163. Frey F.A., Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of Iherzolites inclusions in Victorian basanites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, p. 1023–1059.
164. Frey F.A., Prinz M. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, p. 129–176.
165. Frisch T., Whight J.B. Chemical composition of high-pressure megacrysts from Nigerian Cenozoic lavas. — Neues Jb. Miner. Monatsh., 1971, N 7, S. 283–304.

166. *Gast P.W.* Trace element fractionation and the origin of tholeitic and alkaline magmas types. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, vol. 32, N 10, p. 1057–1086.
167. *Green D.H., Hibberson W.* Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 247–254.
168. *Green D.H., Ringwood A.E.* Mineral assemblages in a model mantle composition. — *J. Geophys. Res.*, 1963, vol. 68, N 3, p. 937.
169. *Green H.W., Radcliffe P.* The nature of deformation lamellae in silicates. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 847–865.
170. *Hartman P., Den Tex E.* Piezocrystalline fabrics of olivine in theory and nature. — In: *Rep. XXII Intern. geol. congr.* New Delhi, 1964, pt 4, p. 84–114.
171. *Hawkesworth C.J., Morrison M.A.* A reduction in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ during basalt alteration. — *Nature*, 1978, N 5684, p. 381–383.
172. *Herrman A.G., Wedepohl K.H.* Die Verteilung des Yttriums und der Lanthaniden in einem Olivin-Alkali Basalt mit Peridotit-Einschlüssen. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1966, vol. 13, N 4, p. 366–373.
173. *Higuchi H., Nagasawa H.* Partition of trace elements between rock forming minerals and the host volcanic rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 7, N 3, p. 281–287.
174. *Holloway J.R., Burnham C.W.* Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. — *J. Petrol.*, 1972, vol. 13, N 1, p. 1–29.
175. *Irvine T.N.* Chromium spinel as a petrogenetic indicator. Pt 2. Petrologic applications. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1967, N 4, p. 71–103.
176. *Irving A.J.* Megacrysts from the Nower basalts and other basaltic rocks of South-Eastern Australia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 10, p. 1503–1514.
177. *Irving A.J., Green D.H.* Experimental study of phase relationships in a high-pressure mugearitic basalts as a function of water content (abstr.). — *Abstr. with Programs Geol. Soc. Amer. Meet.*, 1972, vol. 4, p. 550–551.
178. *Ishibashi K.* Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Northern Kyushu, Japan. — *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, 1970, vol. 20, N 1, p. 85–146.
179. *Kadik A.A., Egger D.H.* Melt-vapor relations on the join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. — In: *Carnegie Inst. Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab.*, 1974–1975. Wash. (D.C.), 1975, p. 479–484.
180. *Kay R.W., Gast P.W.* The rare-earth content and origin of alkali-rich basalts. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 6, p. 653–682.
181. *Kuno H.* Mafic and ultramafic inclusions in basaltic rocks on the nature of the upper mantle. — In: *The Earth crust and upper mantle*. 1969, p. 507–513. (*Geophys. Monogr.*; N 13).
182. *Kuno H.* Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1969, vol. 15, p. 189–233.
183. *Kurat G., Palme H., Spettel B., Baddehausen H.* Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, vol. 44, p. 45–60.
184. *Kushiro J.* Decrease in viscosity of some synthetic silicate melts at high pressures. — In: *Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab.*, 1975–1976. Wash. (D.C.), 1976, p. 611–614.
185. *Kushiro J.* Viscosity and structural changes of albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) melt at high pressures. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 41, N 1, p. 87–90.
186. *Leake B.E.* A catalogue of analyzed calciferous and cubcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1968, N 98, p. 210.
187. *Luckscheiter B., Morteani G.* Microthermometrical and chemical studies of fluid inclusions in minerals from the penninic rocks of the central and western Taneru window (Austria/Italy). — *Lithos*, 1980, vol. 13, N 1, p. 61–77.
188. *MacGregor J.D.* The system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. — *Amer. Miner.*, 1974, vol. 59, p. 110–119.
189. *Masuda A.* Geochemistry of lanthanides in basalts of Central Japan. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, vol. 4, N 4, p. 284–292.
190. *Mercier J.C.* Single-pyroxene geother-

- mometry and geobarometry. — Amer. Miner., 1976, vol. 61, p. 603–615.
191. Mercier J.C. Single-pyroxene thermobarometry. — Tectonophysics, 1980, vol. 70, p. 1–37.
 192. Mercier J.C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. — J. Petrol., 1975, vol. 16, p. 454–487.
 193. Miller C. Geochemical constraints on the origin of xenolith-bearing alkali-basaltic rocks and megacrysts from the Hoggar, Central Sahara. — Geochim. J., 1982, vol. 16, p. 225–236.
 194. Mitchell R.H., Crocket J.H. The isotopic composition of strontium in some South African kimberlites. — Contrib. Miner. and Petrol., 1971, vol. 30, p. 277–290.
 195. Morris R.V. Electron paramagnetic resonance study of the site preferences of Gd^{3+} and Eu^{3+} in polycrystalline silicate and aluminosilicate minerals. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, p. 624–634.
 196. Morten L. REE abundances in spinel-lherzolite nodules, North Italy. — Neues Jb. Miner. Monatsh., 1978, N 2, S. 159–165.
 197. Mercier J.C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. — J. Petrol., 1975, vol. 16, p. 454–487.
 198. Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. III. Phase relations of garnet websterite + H_2O at high pressures and temperatures. — J. Petrol., 1976, vol. 17, N 1, p. 1–14.
 199. Mysen B.O., Holloway B.J. Trace element partitioning and melt structure. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, p. 1917–1930.
 200. Mysen B.O. Solubility of volatiles in silicate melts at high pressure and temperature: The role of carbon dioxide and water in feldspar, pyroxene and feldspathoid melts. — In: Carnegie Inst. Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1974–1975. Wash. (D.C.), 1975, p. 454–458.
 201. Murck B.W., Burrus R.C., Hollister L.S. Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths. — Amer. Miner., 1978, vol. 63, p. 40–46.
 202. Nagasawa H., Wakita H., Higuchi H., Onuma N. Rare earths in perido-
 - lite nodules: An explanation of the genetic relationship between basalt and peridotite nodules. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 4, N 6, p. 377–381.
 203. Nicolas A., Bouchez L., Boudier F. Interpretation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo. — Tectonophysics, 1972, vol. 14, p. 143–171.
 204. Nisbet E.G., Bickle M.J., Martin A. The mafic and ultramafic lavas of Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia. — J. Petrol., 1977, vol. 18, N 4, p. 521–566.
 205. O'Hara M.J. Mineral facies on ultrabasic rocks. — In: Ultramafic and related rocks. M.Y.: Wiley, 1967, p. 7–18.
 206. O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Sr-isotope and rare earth element geochemistry of DSDP Leg 37 basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 38, p. 211–236.
 207. Ottonello G., Piccardo G.B., Mazzucotelli A., Cimmiko F. Clinopyroxene-orthopyroxene major and rare earth elements partitioning in spinel peridotite xenoliths from Assab (Ethiopia). — Geochim. et cosmochim. acta, 1980, vol. 42, p. 1817–1828.
 208. Philpotts J.A., Schnetzler C.C. Europium anomalies and the genesis of basalt. — Chem. Geol., 1968, vol. 3, p. 5–13.
 209. Philpotts J.A., Schnetzler C.C., Thomas H.H. Petrogenetic implications of some new geochemical data on eclogite and ultrabasic inclusions. — Geochim. et cosmochim. acta, 1972, vol. 36, N 10, p. 1131–1166.
 210. Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 16, p. 5396–5408.
 211. Raleigh C.B., Kirby S.H. Creep in the upper mantle. — Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1970, N 3, p. 113–121.
 212. Reid J.B., Frey F.A. Rare earth distributions in lherzolite and garnet pyroxenite and the constitution of the upper mantle. — J. Geophys. Res., 1971, vol. p. 1184–1196.
 213. Riecker R.E., Rooney Ta P. Weakening of dunite by serpentinite dehydration. — Science, 1966, vol. 152, p. 196–197.
 214. Ringwood A.E. A model for the

- upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, p. 4473–4477.
215. *Roedder E.* Liquid CO₂ inclusion in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. — *Amer. Miner.*, 1965, vol. 50, p. 1746–1782.
216. *Roeder P.L., Embley R.F.* Olivine-liquid equilibrium. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1970, vol. 29, p. 275–289.
217. *Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T.* Origin of dunites and of olivene-rich inclusions in basaltic rocks. — *Amer. Miner.*, 1954, vol. 39, N 8/10, p. 693–737.
218. *Sander B.* *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper.* Wien; Innsbruck: Springer, 1948.
219. *Schonfeld E., Meyer C., jun.* The abundances of components of the lunar soils by a leastsquares mixing model and the formation age of KREEP. — *Proc. 3rd Lunar Sci. Conf.*, 1972, vol. 2, p. 1397–1420.
220. *Schar C.B.* High pressure studies in the system MgO–SiO₂–H₂O. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 333.
221. *Shinno J.* A Mössbauer study of ferric iron in olivine. — *Phys. Chem. Miner.*, 1981, vol. 7, N 2, p. 91–95.
222. *Shinno J., Hayashi M., Kuroda Y.* Mössbauer studies of natural olivines. — *Miner. J.*, 1974, vol. 7, N 4, p. 344–358.
223. *Sinton J.M.* Ultramafic inclusions and high-pressure xenocrysts in submarine basanitoid Equatorial Mid-Atlantic Ridge. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 70, N 1, p. 49–57.
224. *Smyth J.R., Hazen R.M.* The crystal structures of forsterite and hortonolite at several temperatures up to 900° C. — *Amer. Miner.*, 1973, vol. 58, N 7/8, p. 588–593.
225. *Sprengel-Segel E.L., Hanna S.S.* Mössbauer analyses of meteoritic iron minerals. — In: *Mössbauer effect methodology*. N.T.: Plenum press, 1966, pt. 7, p. 113–126.
226. *Stosch H.G.* Rare earth element partitioning between minerals from anhydrous spinel peridotite xenoliths. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1982, vol. 46, N 5, p. 793–813.
227. *Stuckless J.S., Irving A.J.* Strontium isotope geochemistry of megacrysts and host basalt, South-Eastern Australia. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, p. 209–213.
228. *Sutherland T.L., Hollis J.D.* Mantle-lower crust petrology from inclusions in basaltic rocks in Eastern Australia. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1982, N 14, p. 1–29.
229. *Talbot J.L., Hobbs B.E., Wilcox H.G., Sweatman T.R.* Xenoliths and xenocrystals from lavas of the Kerguelen Island Archipelago. — *Amer. Miner.*, 1963, vol. 48, p. 159–179.
230. *Thompson R.N.* Some high-pressure pyroxenes. — *Miner. Mag.*, 1974, vol. 309, N 307, p. 768–787.
231. *Turner F.J.* Preferred orientation of olivine crystals in peridotite with special reference to New Zealand examples. — *Roy. Soc. N.Z. Trans. and Proc.*, 1942, vol. 72, p. 290–300.
232. *Vagnic C.M., Mathur H.B.* A Mössbauer and X-ray diffraction study on the cation distribution in FeAl₂O₄. — *J. Phys. C: Solid State Phys.*, 1968, N 1, p. 469–472.
233. *Varne R., Graham A.L.* Rare earth abundances in horndelte and clinopyroxene of a horndelte lherzolite xenolith: Implications for upper mantle fraction processes. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 13, N 1, p. 11–18.
234. *Velde B., Kushiro I.* Structure of sodium alumino-silicate melts quenched at high pressure; infrared and aluminous K-radiation data. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 40, p. 137–140.
235. *Villaums J.F., Rose A.W.* The geochemistry of some Archean ultramafic lavas. — *Chem. Geol.*, 1977, vol. 19, N 1, p. 43–60.
236. *Waff H.S.* Pressure-induced coordination changes in magmatic liquids. — *Geophys. Res. Lett.*, 1975, N 2, p. 193–196.
237. *Walker D., Kirkpatrick R.J., Lonergan J., Hays J.F.* Crystallization history of lunar basalt sample 12 002: Phase-equilibria and cooling-rate studies. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, p. 646–656.
238. *Wendlandt R.F., Harrison W.J.* Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapor. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 69, p. 409–419.
239. *Wood B.J.* The application of thermodynamics to some subsolidus equilibria involving solid solutions. — *Fortschr. Miner.*, 1976, Bd. 52, S. 21–45.

240. *Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1973, vol. 42, p. 109–124.
241. *Wright J.B.* Oligoclase-andesine phenocrysts and related inclusions in basaltic rocks from part of the Nigerian Cenozoic province. — *Miner. Mag.*, 1968, vol. 36, N 283, p. 1024–1031.
242. *Wyllie P.J.* Mantle fluid compositions buffered by carbonates in peridotite CO_2 – H_2O . — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, N 2, p. 187–207.
243. *Young G.* Dislocations in the deformation of olivine. — *Amer. J. Sci.*, 1969, vol. 267, p. 841–860.
244. *Zinder A., Jagoutz E.* Isotope and trace element systematics in mantle-derived peridotite nodules from San Carlos. — *Eos*, 1980, vol. 61, p. 374.

ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

Таблица I

- a. Пример реакционного воздействия щелочных базальтов на ультраосновные включения, Дурминский вулкан; с анализатором, увел. 60
- б. Инконгруэнтное плавление энстатита; с анализатором, увел. 80
- в. Дисперсия вкрапленности рудного минерала в оливине, увел. 80
- г. Механические двойники оливина; с анализатором, увел. 80
- д. "Декорирование" магнетитом следов пластических деформаций в оливине; увел. 80
- е. Зона проплавления в ксенолитах на контакте с базальтом; с анализатором, увел. 120

Таблица II

- а. Границы зерен оливина на контакте с базальтом; с анализатором, увел. 120
- б. "Мозаичная" структура близконтактовых зон; с анализатором, увел. 120
- в. Формы выделений ортопироксена; с анализатором, увел. 80
- г. Полисинтетические двойники ромбического пироксена; с анализатором, увел. 80
- д. Реакционные изменения ортопироксена на контакте с базальтом; с анализатором, увел. 40
- е. Реакционные изменения моноклинного пироксена на контакте с базальтом; с анализатором, увел. 80

Таблица III

- а. Реакционные изменения моноклинного пироксена на контакте с базальтом; с анализатором, увел. 80
- б. Формы выделения шпинели; увел. 80
- в. Следы спайности в шпинели, увел. 80
- г. Реакционное взаимодействие шпинели с базальтом; с анализатором, увел. 80
- д. Замещение магнетитом зерен шпинели, увел. 80
- е. Зона изменений в мегакристаллах клинопироксена на контакте с базальтом; увел. 40

Таблица IV

- а. Следы пластических деформаций в мегакристаллах клинопироксена; с анализатором, увел. 800. Темные точки – включения жидкой CO_2
- б. Первичные зональные включения сжиженной углекислоты в мегакристаллах клинопироксена из неоген-четвертичных щелочных базальтов Анюйской группы вулканов; увел. 800
- в. Зона первично-вторичных включений сжиженной углекислоты в мегакристаллах клинопироксена из неоген-четвертичных базальтов Анюйской группы вулканов, увел. 800
- г. Первичные включения расплавов в мегакристаллах клинопироксена из щелочных базальтов Нижнего Приамурья, увел. 400
- д. Первичные аномализированные включения сжиженной углекислоты в мегакристалле шпинели из базальтов Нижнего Приамурья, увел. 800

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
<i>Глава 1</i>	
Методы исследований	7
Рентгеноспектральный микронализ	7
Масс-спектрометрический анализ	7
Нейтронно-активационный анализ	7
Мессбауэровская спектроскопия	8
Термобарогеохимия	9
<i>Глава 2</i>	
Геологические закономерности распространения и условия нахождения глубинных пород	15
Основные черты геологического строения Сихотэ-Алинской складчатой области	15
Мезозойские и кайнозойские вулканические пояса и зоны	21
<i>Глава 3</i>	
Ультраосновные включения	25
Распространенность и условия нахождения	26
Микроструктурный анализ включений	29
Анализ микроструктурных ориентировок	42
Возможные механизмы наведения предпочтительной ориентировки оливина	43
Ультраосновные включения из неоген-четвертичных базальтов	45
Ультраосновные включения в юрских щелочных базальтоидах	54
<i>Глава 4</i>	
Минеральные включения в базальтоидах	57
Клинопироксен	58
Шпинель	65
Плагиоклазы	69
Амфибол	71
Оlivин, хромшпинелиды	73
Некоторые вопросы глубинного минералообразования	78
<i>Глава 5</i>	
Геохимия глубинных пород	81
Геохимия редкоземельных элементов	81
Редкоземельные элементы в минералах ультраосновных включений	82
Редкоземельные элементы в породах ультраосновных включений	87
Редкоземельные элементы в базальтоидах и меймечитах	89
Особенности распределений редкоземельных элементов в глубинных породах и минералах	92
Геохимия изотопов стронция	104

Глава 6

Процессы метаморфизма и гранитообразования 113

Глава 7

Петрологические модели глубинного строения активных континентальных окраин	119
Глубинное строение Сихотэ-Алинской складчатой области	119
Петрология глубинных пород и модели глубинного строения	120
Флюидный режим глубинного магмообразования	126
Модели глубинного строения Монголии, Японии и Австралии	133
Литература	139
Объяснения таблиц	150

Владимир Семенович Приходько, Александр Федорович Бехтольд
Николай Викторович Берников

ГЛУБИННАЯ ПЕТРОЛОГИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Утверждено к печати

Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР

Редактор Н.И. Андрусенко. Редактор издательства В.И. Бондаренко

Художник Д.А. Шпаков. Художественный редактор М.Л. Храмцов

Технический редактор Л.Н. Богданова. Корректор О.А. Разуменко

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатывающих автоматах

ИБ № 29217

Подписано к печати 24.07.85. Т - 00997. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печл. 9,5 + 0,5 вкл.

Усл.кпр.-отт. 10,3. Уч.-издл. 11,9. Тираж 650 экз. Тип. зак. 561. Цена 1 р. 80 к.

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

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

4408

Монография посвящена результатам петрологического изучения ультраосновных ксенолитов и метакристаллов минералов из разновозрастных щелочных базальтов, а также основных и ультраосновных вулканических пород Сихотэ-Алинской складчатой области. Геохимические и минералогические характеристики глубинных пород получены с помощью масс-спектрометрических и ядерно-физическими методов исследований, термобарогеохимии расплавных и флюидных включений. Результаты изучения послужили основой для реконструкции глубинного разреза региона, оценки характеристик магмообразующих сред.

