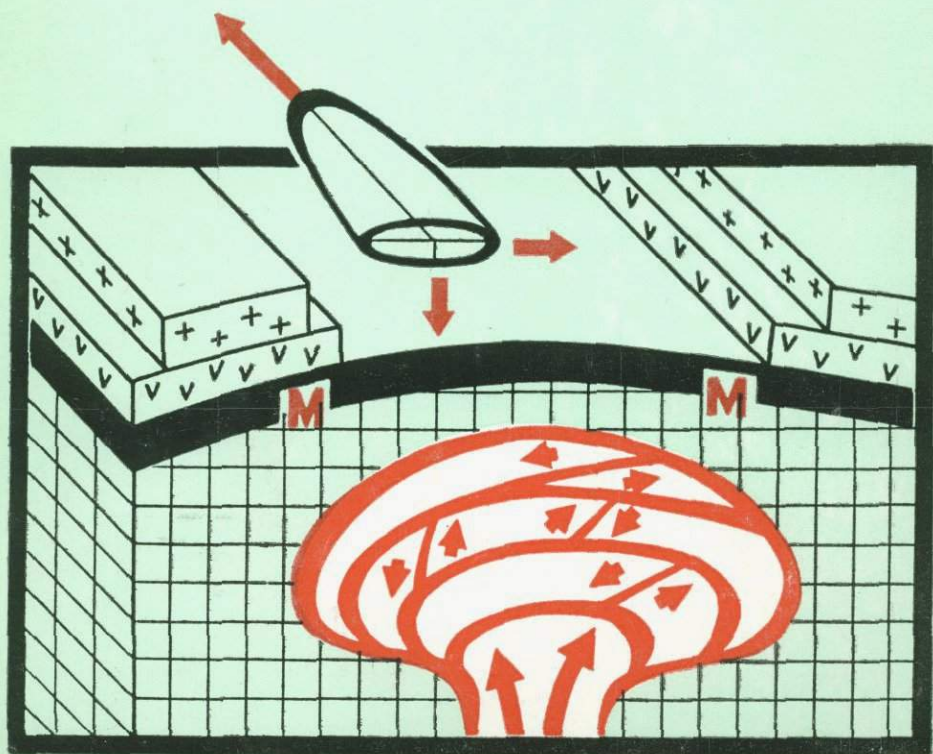


Глубинные ксенолиты и строение литосферы



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СОВЕТСКИЙ КОМИТЕТ
ПО МЕЖДУНАРОДНОЙ ПРОГРАММЕ "ЛИТОСФЕРА"

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

SOVIET COMMITTEE
OF THE INTERNATIONAL LITHOSPHERE PROGRAMME

Deep-seated xenoliths and structure of lithosphere

Project: XENOLITH



MOSCOW «NAUKA» 1987

4925

Глубинные ксенолиты и строение литосферы

Проект: КСЕНОЛИТ



МОСКВА «НАУКА» 1987



Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

В сборнике отражены результаты исследований большого коллектива исследователей, работающих по проекту "Ксенолит" в рамках Международной программы "Литосфера". На основе новых данных по составу мантийных ксенолитов в лавах и кимберлитах рассмотрено строение глубинных зон литосферы Байкальского и Африканского рифтов, Монголии, Сибирской платформы, Аравийского и Кольского полуостровов. Обсуждаются важные методические аспекты изучения глубинных ксенолитов, необходимые для выявления вещественной и структурной неоднородности литосферы. Особый интерес представляют данные по изотопии первичных и радиогенных изотопов в ксенолитах. Показана принципиальная возможность решения дискуссионных вопросов геодинамики на основе данных о составе ксенолитов.

Книга представляет интерес для геологов, геохимиков и геофизиков, занимающихся изучением строения и эволюции глубинных зон литосферы.

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР В.А.ЖАРИКОВ,

доктор геолого-минералогических наук А.Ф. ГРАЧЕВ

Deep-seated xenoliths and structure of lithosphere. M.: Nauka, 1987.

This collection of papers arose as the result of research, carried out in the framework of the "Xenolith" project. The structure of deep zones of lithosphere of the Baikal and African rifts, Mongolia, Siberian platform, Arabian and Kola peninsula is examined on the base of new data considering the composition of mantle xenoliths in lavas and kimberlites. Significant methodical aspects of deep-seated xenoliths study necessary for the elucidation of material and structural heterogeneity of lithosphere are under discussion. Of special interest in the data considering the isotopy of primary and radiogenic isotopes in xenoliths. The principal possibility of decision some problems of geodynamics on the base of composition and structure of xenoliths data is obviously demonstrated.

This book is of great interest for the geologists, petrologists and geophysicists dealing with the problems of study and evolution of lithosphere.

Responsible editors

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences V.A. ZHARIKOV,

Doctor of geologo-mineralogical sciences A.F. GRACHEV

ПРЕДИСЛОВИЕ

Интерес к ультраосновным ксенолитам, постоянно встречающимся в щелочных базальтоидах, начал проявляться с середины 60-х годов нашего столетия, когда И. Кусиро и Х. Куно в 1963 г. и Р. Форбс и Х. Куно в 1965 г. опубликовали свои первые сводки. К этому времени было известно около 200 находок ультраосновных ксенолитов в лавах кайнозойского возраста на континентах и внутриокеанических островах. Вскоре после этого появились первые работы по экспериментальному плавлению шпинелевых лерцолитов (К. Ито, Г. Кеннеди, 1967, 1968 гг.; И. Кусиро и др., 1967, 1968 гг.), показавшие принципиальную возможность выплавления базальтов не из гипотетического пиролита, а из реального вещества верхней мантии.

Наиболее важные результаты первого этапа изучения ультраосновных ксенолитов в базальтах сводились к тому, что было установлено существенное преобладание шпинелевых лерцолитов над всеми другими типами ксенолитов и отсутствие ксенолитов ультраосновного состава среди толеитовых базальтов.

С начала 70-х годов наблюдается лавинообразный рост публикаций по ксенолитной тематике. Достаточно сказать, что в последние годы по данной проблеме публикуется не менее 300 статей в год по сравнению с единичными работами в 60-х годах.

Можно выделить несколько направлений в исследовании ксенолитов:

1. Петролого-геохимическое — изучение текстурных и структурных особенностей, химического состава ксенолитов и основных породообразующих минералов.

2. Изучение радиогенных и стабильных изотопов.

3. Экспериментальные работы по плавлению ксенолитов.

4. Изучение физических характеристик при высоких P - T условиях.

В результате этих исследований было установлено большое разнообразие типов ксенолитов, среди которых выявлены фрагменты вещества верхней мантии разного состава. Особое значение в систематике ксенолитов имели изотопные исследования.

Несмотря на прогресс в области изучения ультраосновных ксенолитов и все возрастающий интерес широкого круга исследователей к данной проблеме, все очевиднее становится отсутствие координации этих работ как в нашей стране, так и за рубежом. Это привело к парадоксальной ситуации, когда большое количество новых данных, в некоторых случаях имеющих принципиальное значение (изотопия He, Sm, Nd, Hf), не привело к ожидаемому прогрессу в понимании природы состава и состояния вещества верхней мантии.

Такая ситуация объясняется следующими причинами:

1) имеющиеся на сегодня разнообразные данные получены для образцов из различных районов мира, однако сравнительный анализ в большинстве случаев невозможен из-за отсутствия полного комплекса результатов исследований;

2) отсутствуют данные по изучению вариаций в составах ксенолитов в пределах отдельно взятого вулканического центра;

3) очень мало данных по физическим характеристикам различных типов ультраосновных ксенолитов и слагающих их минералов при высоких P - T условиях, без чего построение вещественных моделей верхней мантии и сопоставление их с данными глубинной геофизики невозможно;

4) слабо изученными по сравнению с ультраосновными ксенолитами остаются вмещающие их щелочные базальтоиды и другие типы вулканитов, без чего решение проблемы происхождения щелочных и субщелочных вулканических серий невозможно.

Для координации исследований по изучению ультраосновных ксенолитов в 1984 г. в рамках программы "Литосфера" была организована рабочая группа по проекту "Ксенолит" (1984–1990 гг.). Программа работ предусматривает комплексное изучение образцов ультраосновных пород, имеющих в распоряжении советских исследователей. Эта коллекция (более 500 образцов) включает ультраосновные ксенолиты, отобранные из различных районов СССР (Восточные Саяны, Прибайкалье, Становое надгорье, Токинский Становик, Приморье, Камчатка, Курильские острова, Минусинская впадина, Средняя Азия) и других районов мира (Центральная Европа, Монголия, Африка и т.д.) Предусматривается также проведение дополнительных полевых исследований отдельных районов. Вся коллекция образцов обрабатывается преимущественно в одних и тех же лабораториях различных институтов АН СССР одними и теми же исследователями.

Полученный экспериментальный материал даст новую основу для выяснения: 1) степени гетерогенности вещества верхней мантии в конкретных регионах, 2) оценки различных петрологических гипотез происхождения вулканогенных серий, содержащих ксенолиты, 3) построения физических моделей строения верхней мантии и состояния вещества и 4) выявления вероятной эволюции вещественного состава верхней мантии за последние 500 млн. лет. Все это, вместе взятое, составляет первый, основной пункт исследований по проекту "Ксенолит".

Второй пункт включает сравнительный анализ вещественного состава ксенолитов всех известных районов их местонахождения с учетом возраста вмещающих пород. В результате выполнения этого пункта программы будет разработана классификация ксенолитов (как на основе валового состава, так и на базе составов основных породообразующих минералов). Создание такой классификации даст возможность выявлять вариации состава верхней мантии в пределах крупных континентальных блоков литосферы.

Данный сборник подводит итоги предшествующих исследований глубинных ксенолитов и содержит много новых материалов, полученных уже в рамках работы по проекту "Ксенолит".

Особо следует отметить богатейший материал по мантийным ксенолитам из базальтов Байкало-Монгольского региона. На этой громадной территории благодаря вулканической деятельности за последние 30 млн. лет верх-

няя мантия достаточно равномерно "опробована". Дальнейшая комплексная обработка представительного числа образцов даст уникальный материал для решения многих принципиальных вопросов, касающихся состава и состояния вещества верхней мантии. Эту задачу следует считать одной из важнейших в программе исследований на ближайшие годы.

Большое значение имеют данные по изотопному составу и геохимии ксенолитов шпинелевых лерцолитов, показывающие существование истощенной и неистощенной мантии. Выяснилось также и существование мантийного источника в юго-западной части Байкальского рифта, который до изотопии $^3\text{He}/^4\text{He}$ не может быть отнесен к типу горячих точек и сравним с районом Гавайских островов.

Изучение глубинного вещества связано с решением важных методических вопросов, которые также обсуждаются в ряде статей сборника. В частности, детальное изучение вещественной и структурной анизотропии одного образца ксенолита шпинелевого лерцолита показало, что наличие значительных вариаций в содержании главных и малых элементов от центра образца к периферии делают неприемлемой обычную методику изучения ультраосновных ксенолитов. Предложенные рекомендации являются основой для дальнейших исследований.

Большой интерес представляют статьи, посвященные выявлению признаков пластических деформаций в ксенолитах, что важно для изучения реологических свойств мантийного вещества, и работы, в которых рассматриваются вопросы кинетики кристаллизации минеральных фаз и разрушения твердых тел при фазовых переходах.

Мы надеемся, что сборник "Глубинные ксенолиты и строение литосферы", отражающий первые результаты работ по проекту "Ксенолит", внесет свой вклад в реализацию национальной программы "Литосфера" и будет с интересом встречен геологами, геохимиками, и геофизиками.

В.А. Жариков, А.Ф. Грачев

*А.Ф. Грачев, Н.И. Гулько, Л.Ф. Добржинецкая, Е.Р. Друбецкой,
Г.А. Ефимова, И.Г. Ляпичев, Е.В. Наумова, Г.И. Суслев*

О ВЕЩЕСТВЕННОЙ, СТРУКТУРНОЙ И ФИЗИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ОДНОГО ОБРАЗЦА ШПИНЕЛЕВОГО ЛЕРЦОЛИТА

ВВЕДЕНИЕ

Изучение вещества верхней мантии на основе исследований ультраосновных ксенолитов в базальтах и кимберлитах уже давно привлекает широкий круг исследователей наук о Земле. Важное место эта проблема занимает и в национальной программе "Литосфера", в рамках которой организован проект "Ксенолит". Один из центральных вопросов, широко обсуждаемый в современной литературе, касается вещественной гетерогенности верхней мантии. Мнение исследователей по данному вопросу сильно расходятся, во-первых, из-за отсутствия критериев выявления такой гетерогенности и, во-вторых, из-за недостаточно надежного фактического материала.

Хорошо известно, что верхняя мантия в вертикальном направлении неоднородна: на глубине около 70 км происходит смена гранатовых перидотитов шпинелевыми. Поэтому проблема гетерогенности сводится главным образом к выявлению латеральных вариаций в составе на уровне одной фации глубинности. Наиболее благоприятным объектом в этом отношении являются шпинелевые лерцолиты – самый распространенный тип ультраосновных включений в лавах щелочного состава.

Проект "Ксенолит" предусматривает комплексное изучение эталонных коллекций из различных районов мира на базе единых методик и в одних и тех же лабораториях. Поэтому вопрос межлабораторной корреляции аналитических данных снимается. Остается неясным, однако, насколько единичные образцы ксенолитов гомогенны и являются ли отдельно взятые пробы представительными для суждения о составе верхней мантии в каком-либо месте. От решения этих методических вопросов зависит методология исследований всего проекта "Ксенолит".

Данная статья – первый опыт комплексных исследований одного образца шпинелевого лерцолита для выяснения возможных вариаций составов породообразующих минералов, содержания ряда малых элементов и изотопии $^3\text{He}/^4\text{He}$, структурных неоднородностей (анизотропии) и изменений

скоростей упругих волн. Изложенные ниже результаты подводят итоги первого этапа работы, которая продолжается.

В качестве объекта исследования был взят образец шпинелевого лерцолита (СН-1) отобранного из неогеновых базальтов Чешского Среднегорья (район Smrč). Не было никаких априорных соображений относительно выбора образца для наших исследований. Единственное требование, предъявляемое к образцу, заключалось в отсутствии видимых признаков атмосферного воздействия (окисленность, наличие вторичных минералов, повышенная трещиноватость и пр.).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследуемый образец шпинелевого лерцолита СН-1 имел форму трехосного эллипсоида с размерами по длинной оси 34 см, по средней — 15 см, по короткой — 9 см. Из этого образца были выпилены три параллельные пластины толщиной 2,5 см, ориентированные перпендикулярно длинной оси образца. Одна пластина была раздроблена и растерта для определения валового химического состава и концентрации малых элементов, а также других тонких геохимических исследований. Из двух других пластин было выпилено 7 кубиков со стороны 2 см (рис. 1). С каждой стороны кубика был приготовлен ориентированный прозрачно-полированный шлиф для петрографических, микроструктурных и микрозондовых исследований. Сами кубики сначала использовались для определения скоростей упругих волн в разных направлениях, а затем были раздроблены и растерты с целью выявления вариаций в содержании ряда элементов в разных частях образца СН-1 в сравнении со средними значениями для образца в целом.

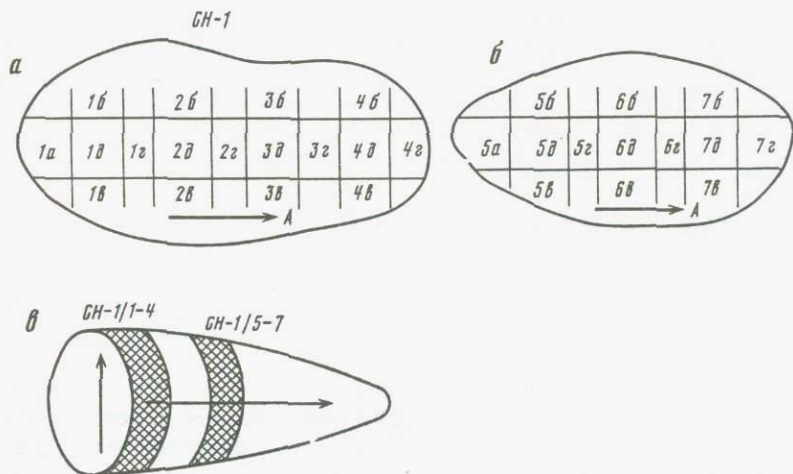


Рис. 1. Схема расположения исследованных фрагментов в обр. СН-1

а, б — сечения СН-1/1-4 и СН-1/5-7 соответственно; в — общий вид образца. Вертикальная стрелка совпадает с направлением маркирующей стрелки на ориентированных шлифах

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОТДЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ

Исследование состава породообразующих минералов ксенолита по 28 шлифам было выполнено на микроанализаторе "Сатебах" фирмы "Сатеса" с энергодисперсионным спектрометром (разрешение 160 эВ). Методика электронно-зондового микроанализа неоднократно обсуждалась в литературе, в том числе применительно к геологическим объектам [9, 15], поэтому здесь приведены только существенные для данной работы особенности.

Выбор энергодисперсионного спектрометра определялся следующими обстоятельствами:

- 1) возможностью работы с малыми токами зонда (~ 2 нА) позволяющими минимизировать изменения объекта измерения во время анализа вследствие воздействия пучка электронов (например, диффузии щелочей), сохраняя в то же время достаточную точность анализа благодаря высокой "светосиле" энергодисперсионного спектрометра;

- 2) неизменностью условий анализа для всех изучаемых элементов в каждый момент времени. Это позволяет получать высокую воспроизводимость анализа;

- 3) возможностью накопления информации о составе облегчает автоматизацию полного цикла анализа (качественный анализ, идентификация, количественный анализ), обеспечивая высокую скорость получения результатов (30–50 с на точку).

Для восстановления истинного рентгеновского спектра исследуемой части шлифа из измеренного распределения импульсов по амплитудам и оценки относительных интенсивностей рентгеновских линий элементов использовался модифицированный вариант хорошо зарекомендовавшей себя методики цифровой фильтрации и последующего разрешения накладывающихся линий методом наименьших квадратов. Переход от полученных оценок относительных интенсивностей к концентрациям элементов осуществлялся с помощью программы, реализующей известный в микроанализе метод "трех поправок" (ZAF) [9, 15], дополненный возможностью расчета кристаллохимических формул. Режим анализа — традиционный для силикатов: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда — 2 нА.

МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение Li, Rb, Cs проводилось методом эмиссионной, Ni, Cu, Zn, Co, Cr, Mn — атомно-абсорбционной спектрометрии на СФМ "Перкин-Элмер" 5000 в эмиссионном и абсорбционном режимах (атомизатор пламя ацетилен-воздух).

Перевод пробы в раствор проводился с помощью двукратной обработки смесью Hr , HNO_3 , HClO_4 в стеклографитовом тигле при нагревании: конечное разбавление 1:50. Li, Rb, Cs определяли из аликвотной части раствора с добавлением спектроскопического буфера (К, 1 мг/мл) по линиям 670,7; 780,0; 852,1 нм. Эталонные растворы приготавливались из стандартных растворов с добавлением калия. Интервал определяемых содержаний 10^{-1} – 10^{-5} мас. %.

Определение Ni, Cu, Zn, Co, Cr, Mn осуществлялось по абсорбции линий 232,0; 324,8; 213,9; 240,7; 357,9; 279,5 нм. Источником монохроматичес-

кого излучения служили одноэлементные высокочастотные (Zn) лампы и лампы с полным катодом (Ni, Cu, Co, Cr, Mn). Измерения проводились в стандартных инструментальных условиях; при определении Co использовали дейтериевый корректор фона для учета неселективного поглощения. Градуировочные графики строились по эталонным растворам, содержащим только определяющий элемент. Кислотность растворов проб и эталонов 4% HCl. Интервал определяемых содержаний 10^{-1} – 10^{-4} для всех элементов, кроме Zn (10^{-1} – 10^{-5} мас.%).

Точность определения проверялась путем анализа стандартных образцов горных пород СГД-1А (эссекситовое габбро), СТ-1А (трапп), СГ-2 (алясцитовый гранит). Разброс экспериментальных значений не превышает допускаемых величин. Воспроизводимость определения характеризуется относительным стандартным отклонением $Sr \leq 0,02$ для интервала содержаний 10^{-1} – 10^{-3} мас.% и $\leq 0,05$ для 10^{-3} – 10^{-5} мас.%.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

Вариации составов породообразующих минералов. В табл. 1–3 приведены результаты определений составов минералов с помощью микроанализатора. Средние значения, стандарты и пределы содержаний для главных петрогенных элементов получены для каждого из кубиков (в таблицах они пронумерованы 1, 2... 7) на основе изучения не менее 3 шлифов с каждой стороны кубика (см. рис. 1).

Рассмотрим, как меняются содержания главных элементов в пределах обр. СН-1 от края к центру, сравнивая пределы колебаний в каждом кубике с колебаниями в образце в целом. Из данных табл. 1–3 следует: 1) для оливина различие существует только для 4-го и 7-го кубиков по MgO; 2) для моноклинного пироксена подобное отличие выявляется для 1, 4 и 7-го кубиков по Na_2O , SiO_2 и Cr_2O_3 и менее отчетливо – по TiO_2 ; 3) для

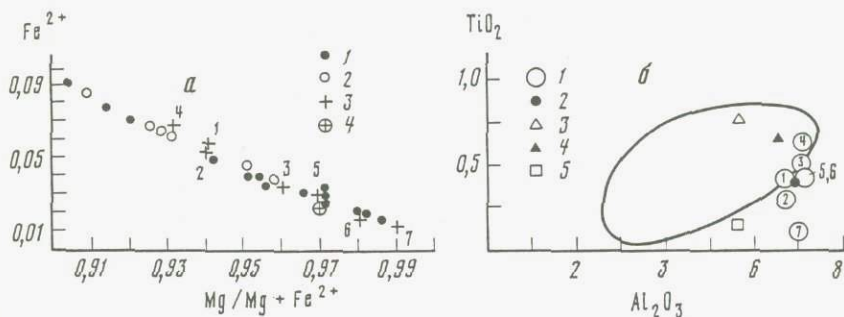


Рис. 2. Соотношение Fe, Mg, Al и Ti в пироксенах (в мас.%)

a – соотношение Fe и Mg/Mg + Fe в моноклинных пироксенах обр. СН-1: 1, 2 – лерцолитовые включения из четвертичных базанитов Австралии [10], 3 – исследованные кубики обр. СН-1, 4 – среднее для 7 кубиков обр. СН-1; *б* – соотношение TiO_2 и Al_2O_3 (в мас.%) в моноклинных пироксенах исследованных кубиков обр. СН-1 в сравнении с составами пироксенов из шпинелевых лерцолитов других районов: 1 – кубики обр. СН-1, 2 – средний состав для 7 кубиков обр. СН-1, 3 – Дариганга, МНР, 4 – Хангай, МНР, 5 – северо-восточная часть Байкальского рифта [5]. Сплошная линия – поле лерцолитов Гавайских островов [12]. Цифры на рисунке соответствуют номерам кубиков, на которые был разрезан ксенолит (см. рис. 1)

Таблица 1

Среднее составы оливинов в обр. СН-1

Номер образца	SiO ₂				FeO*	
	A	S	min	max	A	S
СН-1/1	39,8	0,33	38,9	40,5	9,5	0,30
СН-1/2	40,0	0,47	39,2	41,0	9,6	0,32
СН-1/3	40,0	0,42	39,2	40,9	9,7	0,24
СН-1/4	39,7	0,29	39,3	40,4	9,57	0,20
СН-1/5	39,8	0,29	39,2	40,2	9,42	0,24
СН-1/6	39,9	0,38	39,1	40,7	9,46	0,27
СН-1/7	39,8	0,31	39,1	40,9	9,44	0,25
Среднее	39,8	0,38	38,9	41,0	9,48	0,25
Группа						
I	41,8	0,47	38,9	41,9	9,68	1,76
II	40,4	0,82	39,1	41,8	9,98	0,5
III	40,5	0,61	39,4	41,96	9,71	2,14

Таблица 2

Средние составы ромбических пироксенов в обр. СН-1

Номер образца	SiO ₂				Al ₂ O ₃	
	A	S	min	max	A	S
СН-1/1	53,3	0,43	52,1	54,2	5,59	0,38
СН-1/2	53,7	0,43	52,9	54,5	5,66	0,31
СН-1/3	53,7	0,33	53,0	54,6	5,69	0,24
СН-1/4	53,0	0,48	52,1	54,0	5,79	0,23
СН-1/5	53,0	0,39	52,2	54,3	5,73	0,25
СН-1/6	53,2	0,48	52,2	54,3	5,76	0,42
СН-1/7	53,1	0,52	52,4	54,1	5,69	0,16
Среднее	53,3	0,51	52,1	54,6	5,69	0,32
Группа						
I	55,1	1,03	52,6	56,8	4,11	0,82
II	54,4	0,91	52,8	55,7	4,64	0,59
III	54,2	0,71	52,1	55,6	5,00	0,78
IV	—	—	—	—	2,83	0,86
V	—	—	—	—	1,45	0,43

ромбического пироксена систематических вариаций в содержаниях элементов от края к центру не устанавливается.

Сравнение тех же данных по обр. СН-1 в целом с составами минералов шпинелевых лерцолитов из разных районов (см. табл. 1—3) показывает, что для оливина изученный образец имеет пределы колебаний петрогенных элементов значительно более узкие, чем в других местах.

Иная ситуация наблюдается при рассмотрении вариаций петрогенных эле-

FeO*		MgO				Число определений
min	max	A	S	min	max	
8,9	9,9	50,2	0,55	49,0	51,1	89
9,2	9,9	50,0	0,48	48,3	50,8	34
9,4	10,3	50,0	0,38	49,3	50,6	29
9,1	10,0	50,4	0,28	49,8	50,9	23
8,9	9,8	50,5	0,20	50,1	50,8	23
8,9	10,0	50,3	0,40	49,6	51,1	14
8,8	9,9	50,4	0,26	50,0	51,0	25
8,8	10,1	50,3	0,39	49,0	51,1	237
6,27	16,32	48,5	1,66	43,0	50,5	29
9,24	10,68	48,5	0,68	47,2	49,0	9
1,92	12,47	47,6	1,28	44,7	50,1	24

Al ₂ O ₃		FeO*				MgO			
min	max	A	S	min	max	A	S	min	max
5,02	7,53	6,20	0,24	5,62	6,74	32,90	0,28	31,9	33,9
4,98	6,19	6,30	0,22	5,90	6,79	32,90	0,20	32,5	33,4
5,12	6,14	6,30	0,19	5,90	6,68	33,10	0,22	32,5	33,4
5,25	6,25	6,25	0,21	5,87	6,86	33,70	0,31	33,1	34,4
5,37	6,27	6,20	0,21	5,65	6,80	33,70	0,31	33,1	34,3
4,64	6,63	6,24	0,21	5,82	6,75	33,20	0,40	32,5	34,1
5,43	6,02	6,20	0,27	5,85	7,75	33,60	0,28	33,1	33,9
4,64	7,53	6,27	0,25	5,62	6,86	33,2	0,46	31,9	34,4
2,65	5,55	5,25	1,77	1,39	7,74	33,20	0,79	31,0	34,6
3,90	5,60	5,11	1,14	2,32	6,11	32,90	0,78	32,0	34,0
3,50	6,55	5,96	1,85	0,05	8,67	32,30	1,05	30,5	35,0
1,63	5,24	4,90	0,64	4,02	6,67	35,20	1,07	32,4	36,5
1,00	2,52	5,31	0,61	4,18	6,64	33,80	0,86	31,7	34,9

ментов для моноклинного и ромбического пироксенов. В первом случае (MPy) для всех элементов, кроме Ca и Fe*, вариации в обр. СН-1 перекрывают экстремальные значения тех же переменных в шпинелевых лерцолитах Байкало-Монгольского региона (группы I, II и III: Дариганга, Хангай, Удокан-Витим) [5] и в группах IV и V, выделенных по результатам кластерного анализа пироксенов из перидотитовых включений различных районов мира [16]. Такой вывод независимо вытекает из рассмотрения рис. 2, б.

Таблица 2 (окончание)

Номер образца	CaO				Na ₂ O	
	A	S	min	max	A	S
CH-1/1	1,00	0,08	0,82	1,28	0,09	0,15
CH-1/2	1,00	0,20	0,00	1,44	He omp.	—
CH-1/3	0,94	0,25	0,00	1,21	"	—
CH-1/4	0,74	0,46	0,00	1,19	"	—
CH-1/5	0,92	0,32	0,00	1,24	"	—
CH-1/6	0,92	0,23	0,00	1,17	0,15	0,19
CH-1/7	0,89	0,34	0,00	1,17	0,06	0,12
Среднее	0,93	0,28	0,00	1,44	0,05	0,12
Группа						
I	0,50	0,22	0,32	1,12	0,20	0,21
II	0,64	0,48	0,28	1,84	0,14	0,03
III	0,71	0,71	0,46	1,21	0,23	0,19
IV	0,60	0,31	0,11	1,59	0,03	0,04
V	1,42	0,24	0,78	1,67	0,43	0,18

Таблица 3

Средние составы моноклинных пироксенов в обр. CH-1

Номер образца	SiO ₂				TiO ₂			
	A	S	min	max	A	S	min	max
CH-1/1	50,7	0,49	49,8	52,0	0,41	0,17	0,00	0,60
CH-1/2	50,4	0,20	50,1	50,7	0,36	0,23	0,00	0,59
CH-1/3	50,6	0,40	50,1	51,6	0,50	0,38	0,00	0,75
CH-1/4	50,0	0,40	49,4	50,7	0,67	0,13	0,51	0,99
CH-1/5	50,3	0,35	49,8	50,8	0,46	0,32	0,00	0,70
CH-1/6	50,3	0,24	50,0	50,4	0,43	0,37	0,00	0,67
CH-1/7	50,7	0,43	50,2	51,5	0,04	0,16	0,00	0,62
Среднее	50,5	0,38	49,4	52,0	0,39	0,28	0,07	0,99
Группа								
I	51,4	1,66	45,7	53,1	0,78	0,85	0,01	4,63
II	52,5	0,58	51,4	52,9	0,38	0,10	0,25	0,48
III	51,5	0,95	48,0	52,8	0,57	0,23	0,01	0,82
IV	—	—	—	—	0,09	0,09	0,00	0,45
V	—	—	—	—	0,27	0,13	0,02	0,45

Для ромбического пироксена аналогичные перекрытия составов намечаются по Ca, Mg, Sr в сравнении с содержаниями этих элементов в пироксенах Хангая, Дариганги и группы II (см. табл. 2).

Для более строгого выявления вариаций в содержаниях петрогенных элементов в направлении от края к центру был использован метод главных компонент факторного анализа, позволяющий устанавливать скоррелированное изменение всех элементов. Результаты этого анализа в осях I и II

	Na ₂ O		Cr ₂ O ₃				Число определений
	min	max	A	S	min	max	
	0,00	0,74	0,49	0,17	0,00	0,75	63
	—	—	0,23	0,28	0,00	0,69	39
	—	—	0,03	0,12	0,00	1,21	35
	—	—	0,06	0,20	0,00	0,76	37
	—	—	He omp.	—	—	—	31
	0,00	0,55	0,16	0,26	0,00	0,76	39
	0,00	0,37	He omp.	—	—	—	17
	0,00	0,74	0,19	0,26	0,00	0,76	260
	0,03	0,90	0,40	0,15	0,16	0,79	24
	0,10	0,17	0,30	0,00	0,30	0,30	9
	0,01	0,83	0,30	0,04	0,01	0,65	24
	0,00	0,18	0,65	0,17	0,27	0,95	17
	0,29	0,98	0,32	0,09	0,19	0,48	12

	Al ₂ O ₃				FeO*			
	A	S	min	max	A	S	min	max
	6,60	0,12	6,44	6,92	3,53	0,16	3,15	3,88
	6,86	0,16	6,50	7,06	3,58	0,17	3,30	3,82
	7,10	0,18	6,80	7,53	3,47	0,18	3,06	3,75
	7,00	0,22	6,42	7,24	3,47	0,23	2,99	3,86
	6,97	0,24	6,59	7,30	3,40	0,15	3,23	3,68
	6,89	0,34	6,52	7,19	3,46	0,22	3,31	3,71
	7,10	0,22	6,71	7,50	3,56	0,14	3,29	3,79
	6,90	0,28	6,42	7,53	3,51	0,18	2,99	3,88
	5,70	1,62	0,06	8,12	2,28	1,7	0,01	7,31
	5,63	1,10	4,21	7,30	2,72	1,1	1,33	3,94
	6,61	1,11	3,93	8,21	2,43	1,0	0,63	3,87
	2,50	1,23	0,92	6,07	2,02	0,61	1,11	3,32
	3,14	1,50	0,99	8,00	2,37	0,57	1,61	3,19

факторов, учитывающих максимальный вклад в суммарную дисперсию переменных, приведены на рис. 3–5 для оливина, моноклинного и ромбического пироксенов.

Из рис. 3 следует, что составы оливина в 4-м, 7-м и менее явно в 1-м кубиках отличаются от других частей обр. CH-1. Те же кубики (4, 7 и 1) также отличаются составами моноклинного пироксена; независимое подтверждение этого результата следует из рис. 2, а, который также иллюстри-

Таблица 3 (окончание)

Номер образца	MgO				CaO			
	A	S	min	max	A	S	min	max
СН-1/1	16,4	0,11	15,9	17,5	19,5	0,30	18,4	19,9
СН-1/2	16,3	0,16	15,9	16,5	19,7	0,23	19,2	19,9
СН-1/3	16,2	0,17	15,8	16,5	19,7	0,30	19,3	20,3
СН-1/4	16,4	0,12	16,2	16,6	19,5	0,25	19,0	19,8
СН-1/5	16,5	0,26	16,3	17,0	19,5	0,20	19,2	19,8
СН-1/6	16,4	0,14	16,2	16,5	19,7	0,34	19,4	20,0
СН-1/7	16,6	0,27	15,9	17,0	19,7	0,28	19,0	20,4
Среднее	16,4	0,27	15,8	17,5	19,6	0,30	18,4	20,4
Группа								
I	14,9	1,2	12,0	18,9	20,4	2,1	13,8	22,8
II	16,1	0,5	15,6	17,0	18,3	1,5	16,2	20,3
III	15,6	1,2	14,11	19,3	19,2	1,2	16,7	21,7
IV	16,8	1,2	13,31	20,9	20,7	1,5	16,1	23,5
V	15,2	2,3	8,45	17,2	17,9	2,7	11,0	23,9

	Na ₂ O				Cr ₂ O ₃				Число определений
	A	S	min	max	A	S	min	max	
	1,43	0,20	1,00	1,81	0,93	0,13	0,58	1,11	24
	1,45	0,07	1,33	1,56	0,93	0,14	0,74	1,07	8
	1,19	0,27	0,69	1,56	0,01	0,16	0,75	1,36	13
	1,48	0,17	1,19	1,84	1,01	0,14	0,74	1,23	14
	1,40	0,13	1,20	1,54	0,93	0,15	0,68	1,09	7
	1,42	0,25	1,14	1,64	0,95	0,13	0,83	1,09	3
	1,45	0,21	1,18	1,92	0,29	0,27	0,00	1,26	16
	1,41	0,21	0,69	1,92	0,84	0,37	0,00	1,36	85
	1,48	0,61	0,03	2,25	0,75	0,42	0,01	1,93	33
	1,55	0,12	1,38	1,66	0,51	0,30	0,2	0,81	6
	1,34	0,80	0,01	2,10	0,72	0,27	0,01	1,36	22
	1,68	0,62	0,5	3,80	1,45	0,56	0,21	2,81	74
	3,11	1,16	2,13	6,58	2,99	1,17	1,72	6,15	15

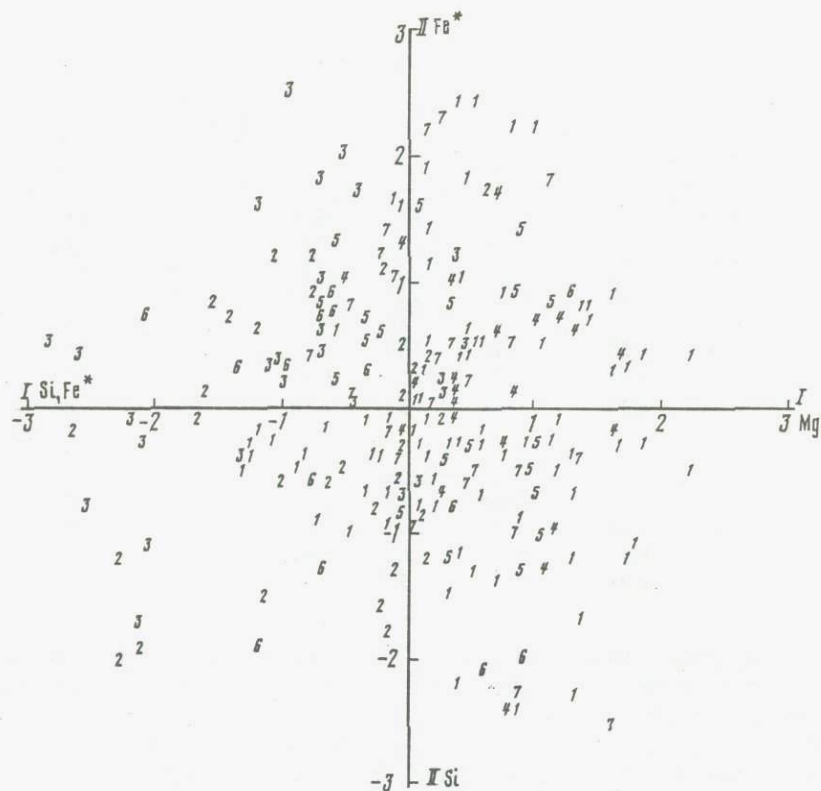


Рис. 3. Составы оливинов из исследованных кубиков обр. СН-1 в осях I и II факторов
Цифры на рисунке соответствуют номеру кубика на рис. 1

4925

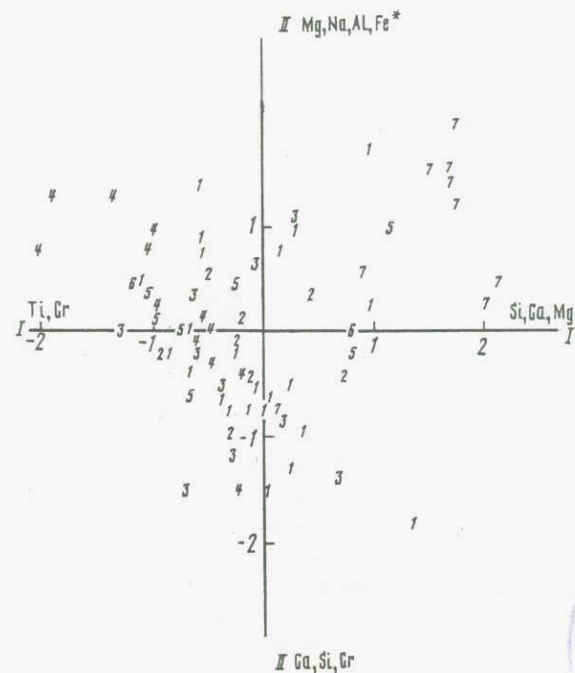
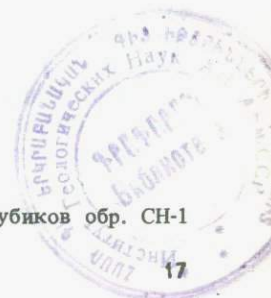


Рис. 4. Составы моноклиновых пироксенов из исследованных кубиков обр. СН-1
Цифры на рисунке соответствуют номеру кубика на рис. 3



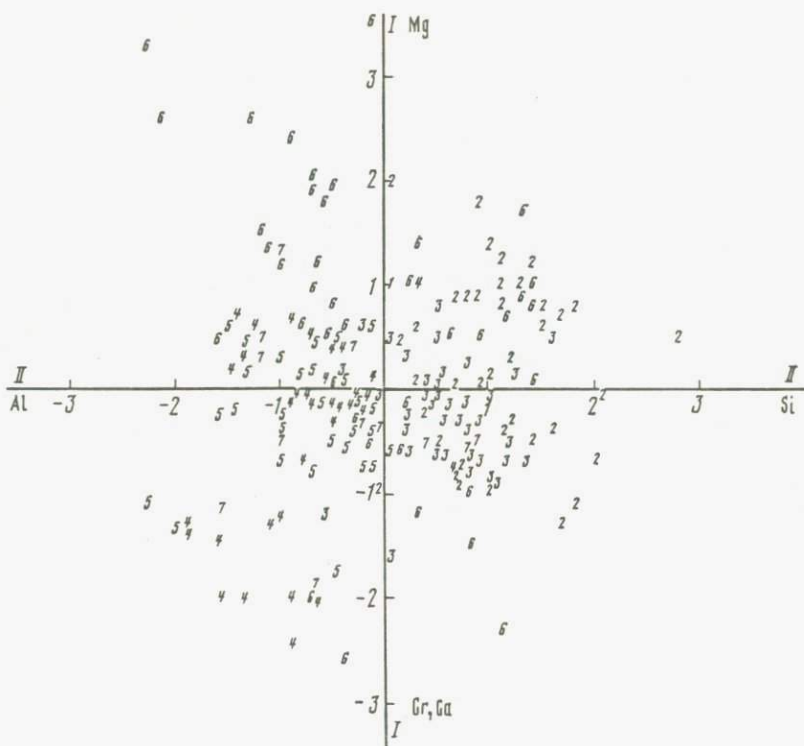


Рис. 5. Составы ромбических пироксенов из исследованных кубиков обр. СН-1
Цифры на рисунке соответствуют номеру кубика на рис. 3

рует черты различия и сходства составов *MPy* обр. СН-1 с составами тех же пироксенов из шпинелевых лерцолитов других районов, взятых для сравнения. Вариации составов ромбического пироксена изображены на факторной диаграмме (см. рис. 5), где, кроме кубиков 4 и 7, отличия в составах краевых и центральных частей устанавливаются и для кубика 5. Таким образом, для всех изученных минералов выявляется различие в составах краевых и центральных частей обр. СН-1.

ВАРИАЦИИ В СОДЕРЖАНИИ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В табл. 4 сведены результаты определения малых элементов в каждом из кубиков обр. СН-1, позволяющие ответить на вопрос о существовании вариаций в их содержании от края к центру образца. Можно видеть, что для кубиков 1 и 7 существуют значимые отличия по концентрации Rb и Cs. Сравнение данных по содержанию изученных элементов для образца в целом и средних концентраций по всем 7 кубикам (табл. 5, колонки 1А и 1Б) показывает различие по Li, Rb, Cu и Co.

Рассмотрим вопрос о вариациях содержаний малых элементов в обр. СН-1 с изменениями концентраций тех же элементов в 8 образцах шпинелевых лерцолитов, отобранных из того же района Чешского Среднегорья,

Таблица 4

Вариации содержаний малых элементов в разных частях обр. СН-1 (в г/т)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	А	Б
Li	3,1	2,8	3,4	3,1	2,9	1,9	2,5	14	14
Rb	5,0	8,4	7,8	10	10	12	17	17	16,
Cs	1,6	0,88	2,9	2,8	2,1	3,2	5,1	0,68	0,90
Cr	1800	1500	1100	3000	1800	900	900	150	140
Mn	790	740	690	700	660	790	710	1800	1660
Co	78	30	35	25	115	40	35	46	46
Ni	2000	2000	2000	1800	1900	2400	2200	81	80
Cu	25	73	25	63	90	30	20	200	220
Zn	56	91	51	74	100	73	79	128	150

Примечание. 1, 2, 3... — номера кубиков (см. рис. 1); А — измеренные значения в стандартном образце траппа; Б — аттестованные значения стандартного образца траппа СТ-1А.

Таблица 5

Средние составы и пределы содержаний малых элементов (в г/т) в обр. СН-1 по сравнению с составами других шпинелевых лерцолитов

Элементы	1А			1Б	2			3		
	А	max	min	А	А	max	min	А	max	min
Li	2,81	3,8	1,9	1,9	2,0	2,8	1,7	1,76	2,60	0,97
Rb	10,02	17	5,0	3,6	5,4	11,0	2,7	4,84	10,0	1,60
Cs	2,65	5,1	0,88	2,5	4,0	5,6	2,5	5,9	25,0	1,90
Cr	1571	3000	900	1900	1900	2800	900	2294	3200	1500
Mn	727	790	660	950	814	950	730	806	1000	710
Co	51,1	115	25	110	111	120	110	106	120	78
Ni	2042	2400	1800	2200	2337	2600	2200	2161	2500	1000
Cu	46,5	90	20	16	10,6	16	5	12,9	65	5
Zn	74,8	100	51	53	62	95	49	62,2	98	48

Примечание. 1А, 1Б — обр. СН-1: 1А — средние значения по 7 кубикам; 1Б — содержание в пластине, использованной для определений по породе в целом; 2 — среднее из 8 определений по образцам шпинелевых лерцолитов из неогеновых базальтов Богемского массива; 3 — среднее из 18 образцов шпинелевых лерцолитов из неогеновых базальтов Паннонского бассейна.

что и обр. СН-1, а также с аналогичными данными по 18 образцам лерцолитов Паннонского бассейна. В целом все эти образцы относятся к единой области кайнозойского вулканизма Центральной Европы.

Анализ данных, приведенных в табл. 5, показывает, что вариации содержаний малых элементов в обр. СН-1 перекрывают пределы содержаний Li, Rb, Cs и Co в образцах Чешского Среднегорья и менее отчетливо по Li и Rb в ксенолитах Паннонского бассейна.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПОВ ГЕЛИЯ

Из табл. 6 видно, что в пределах ошибки эксперимента содержание гелия по отдельным кубикам и его изотопный состав практически одинаковы. Существенным является его низкое по сравнению с атмосферным отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, указывающее, по всей вероятности, на присутствие ошутимого количества радиогенного He, накопившегося в ксенолите после его выноса на поверхность.

Известно¹, что большинство изученных в настоящее время ультраосновных ксенолитов характеризуется изотопными отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$, в несколько раз превышающими атмосферное значение и совпадающими с типичными величинами для обедненной мантии типа MORB. Исходя из общих

Таблица 6

Вариации содержания ^4He и изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в обр. СН-1

Номер образца	Навеска, г	$^4\text{He} \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$	$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$
СН-1/1	1,23	20 ± 8	$0,2 \pm 0,06$
СН-1/2	1,54	13 ± 5	$0,4 \pm 0,12$
СН-1/5	1,35	22 ± 8	$0,4 \pm 0,12$
СН-1/6	1,45	12 ± 5	$0,3 \pm 0,10$
Атмосфера	—	—	1,4
"Blank"	—	25	0,13

соображений, трудно ожидать значительных отличий в изотопном составе гелия в отдельных частях ксенолита, если только эти участки не отличаются существенно по содержанию U и Th.

Определенный интерес представляет изучение процесса диффузии редких газов от центра ксенолита к периферии, однако для такого рода исследований необходимо использовать существенно большие размеры ксенолитов и уменьшить фон аппаратуры, применяемой для изучения изотопии гелия.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ

Изучение внутренней структуры образца проводилось по шлифам, вырезанным в трех взаимно перпендикулярных сечениях относительно оси максимального удлинения ксенолита (см. рис. 1), и включало анализ микроструктуры, размеров зерен и характера предпочтительной ориентировки осей индикатрис оливина.

Элементы микростроения. Визуальная оценка и оптическое изучение шлифов в трех сечениях показали, что микроструктура ксенолита может быть охарактеризована как протогранулярная с элементами порфирикластической. На рис. 6 изображены элементы микростроения ксенолита в сечении, нормальном к удлинению образца ксенолита, где отчетливо видны крупные зерна оливина наиболее ранней генерации (ОЛ-1), неравномерно распределенные на фоне более мелкозернистых агрегатов оливина и пирро-

¹ См. статью Л.К. Левского и Е.Р. Друбцкого в наст. сб.

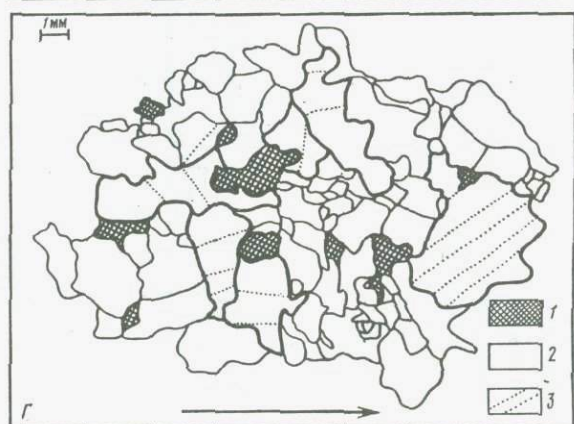
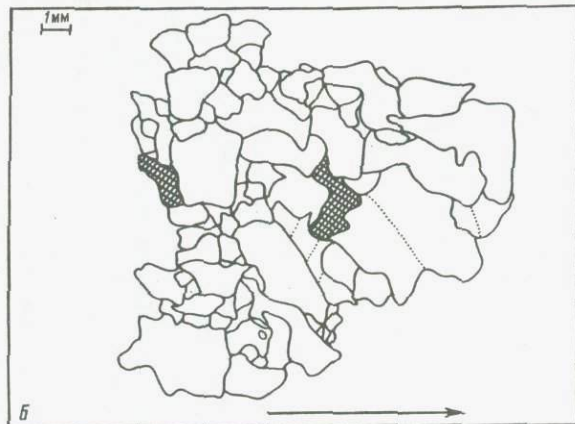
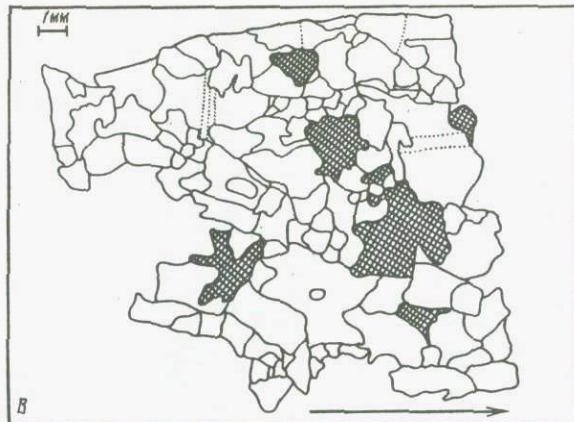
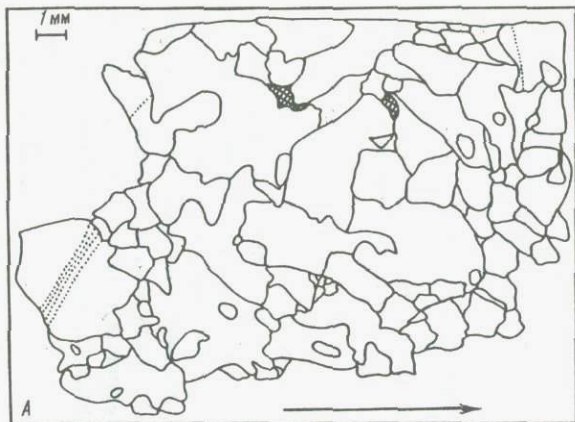


Рис. 6. Микроструктура шпинелевого лерцолита в шлифах (зарисовка)

А — СН-1/1д; Б — СН-2д; В — СН-1/3д; Г — СН-1/6д. 1 — пироксены; 2 — оливины; 3 — границы полос излома в оливине

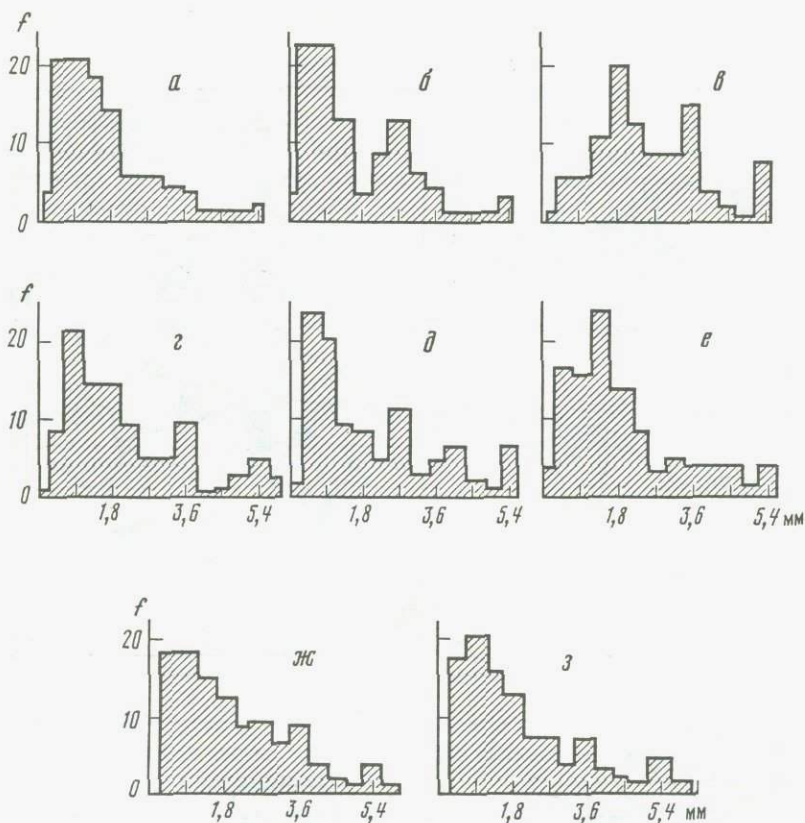


Рис. 7. Гистограмма распределения зерен оливина по размерам в сечении, перпендикулярном [001]

Шлифы: а – СН-1/1д (96 замеров); б – СН-1/2д (67); в – СН-1/3д (57); г – СН-1/5д (80); д – СН-1/6д (86); е – СН-1/7д (65); ж – то же по сечению б в целом (220); з – то же по сечению в в целом (231) (см. рис. 1)

ксена. Крупные зерна ОЛ-1 имеют слегка уплощенную форму в направлении, близком к [010], и незначительное удлинение в направлении [100].

Границы зерен ОЛ-1 характеризуются резкими искривлениями: наблюдаются глубокие "врезы", тонкие "пики", волнообразные "заливы", которые обычно рассматриваются как признаки миграции границ зерен в процессе переползания дислокаций [6, 7, 13]. Почти во всех шлифах в зернах ОЛ-1 сохраняются следы остаточных пластических деформаций в виде полос излома. Полосы излома выражены в виде единичных деформированных зон оливина, широко отстоящих друг от друга (см. рис. 6, Б, Г). Угол разориентировки таких зон не превышает $1-2^\circ$. Кроме того, развиты полосы излома, характеризующиеся серией близко расположенных узких деформированных зон (рис. 6, А, В), углы разориентировки которых составляют $3-5^\circ$. Границы полос излома ориентированы, как правило, косо или субперпендикулярно к направлению удлинения зерен ОЛ-1.

Среднезернистые и мелкозернистые агрегаты оливина (ОЛ-2), слагаю...

щие 60–70% площади каждого шлифа, представлены зернами, свободными от деформации. Часть из них имеет отчетливо выраженное полигональное строение, которое хорошо наблюдается обычно в местах скопления зерен приблизительно одинаковой размерности. В таких участках наблюдаются субгексагональные зерна оливина, образующие тройные соединения, характерные для динамически равновесных кристаллитов. Поскольку зерна оливина, имеющие тройные соединения, свободны от деформаций и не имеют предпочтительной ориентировки кристаллографических направлений в отличие от ОЛ-1 и ОЛ-2, мы выделяем их в отдельную генерацию – ОЛ-3. Оливины этой генерации развиты преимущественно в периферических участках ксенолита: они хорошо наблюдаются в шлифах СН-1/1д, СН-1/5д и СН-1/7д.

Размер зерен. На рис. 7 (а–ж) изображены гистограммы, показывающие характер распределения размерности зерен оливина в каждом из шлифов в сечении, перпендикулярном [001]. Во многих шлифах размерность зерен оливина обнаруживает полимодальный характер: максимальная частота встречаемости приходится на зерна ОЛ-2 размером $0,9 \pm 0,3$ мм. Зерна такого диаметра широко развиты во всех исследованных шлифах, за исключением шлифа СН-1/3д (см. рис. 6, В), где наиболее представительными являются оливины третьей генерации с размером 1,8 мм.

В краевых частях ксенолита, особенно в шлифах СН-1/1д и СН-1/7д, широко развиты зерна ОЛ-3 размером 1,2–1,8 мм. Частота встречаемости этих зерен выше 15%. В шлифах, характеризующих центральные зоны ксенолита (СН-1/2д и СН-1/6д), частота встречаемости зерен размером 1,2–1,8 мм минимальна – 5–9%.

Самые крупные зерна оливина ОЛ-1, в которых запечатлены следы пластических деформаций, имеют размеры $5,4 \pm 0,8$ мм. На гистограммах хорошо видно, что частота встречаемости зерен такого размера гораздо выше в центральной части ксенолита (шлифы СН-1/2д, СН-1/3д, СН-1/6д; см. рис. 7, б, в, д), чем на его периферии (шлифы СН-1/1д, СН-1/5д, СН-1/7д; см. рис. 7, а, з, е).

ПРЕДПОЧТИТЕЛЬНАЯ ОРИЕНТИРОВКА ОСЕЙ ИНДИКАТРИС ОЛИВИНОВ

Предпочтительные ориентировки осей индикатрис оливинов были изучены в шести шлифах в сечении, нормальном к максимальному удлинению ксенолита, и проверены по двум контрольным шлифам в двух других взаимно перпендикулярных сечениях. Ориентировка осей индикатрисы оливина определялась традиционным методом с помощью столика Е.С. Федорова. Замеры осей индикатрисы были нанесены на нижнюю полусферу стереографической сетки Г.П. Вульфа; плотность точек определена с помощью планисферы А.В. Пронина.

Диаграммы петроструктурных узоров осей индикатрисы оливинов из ксенолита СН-1 в сечении, перпендикулярном к длинной оси ксенолита, приведены на рис. 8. На диаграммах А, Б, В даны ориентировки оливинов из кубиков 1д, 2д и 3д; диаграммы Г, Д, Е отражают ориентировки оливинов в кубиках 5д, 6д и 7д соответственно. Положение уплощенности хромшпинелидов удается выявить лишь в сечениях 2д и 6д, которые харак-

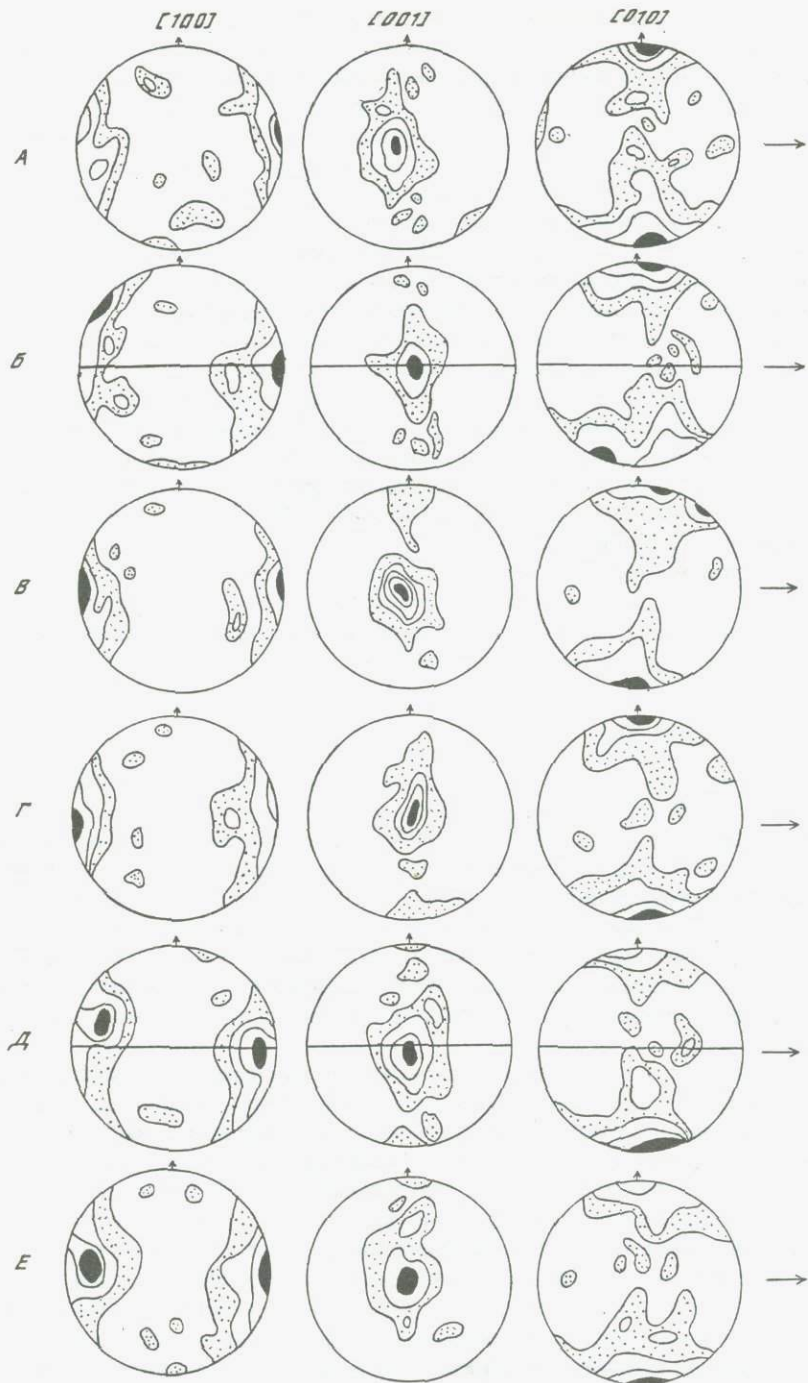
теризуют центральную часть ксенолита (см. рис. 8, Б, Д). В сечениях, расположенных ближе к раевым зонам ксенолита, положение плоскости уплощенности определить невозможно из-за редкой встречаемости здесь зерен хромшпинелида.

Анализируя диаграммы в целом, можно сказать, что в направлении, перпендикулярном длинной оси ксенолита, образцы характеризуются общим петроструктурным узором. Диаграммы распределения [100] осей обнаруживают максимумы, концентрирующиеся на периферии диаграммы в плоскости уплощенности (см. рис. 8, Б, Д). В образцах 2д и бд единичные удлиненные зерна хромшпинелидов ориентированы длинными осями под углом $8-12^\circ$ к максимумам осей [100] оливинов. Вокруг главных максимумов [100] наблюдаются поля рассеивания, которые создаются зернами оливинов-2. Некоторая растянутость этих полей по периферии диаграмм [100] объясняется особенностью нанесения точек на сетку Г.П. Вульфа, в которой расстояния между параллелями и меридианами по периферии плоскости проекции оказываются большими, чем в центральной части. Часть точек, дающая изолированные единичные поля, не входящие в общую картину петроструктурного узора, отражает положение оливинов-3, которые мы рассматриваем как результат горячего отжига, который был вызван влиянием базальтовой лавы на ксенолит.

На диаграммах [001] и [010] также наблюдаются максимумы, сосредоточенные в центре диаграмм [001] и на периферии диаграмм [010]. В то же время на диаграммах [001] и [010] часть точек образует рассеивание, указывающее на тенденцию к образованию поясов, ориентированных нормально к плоскости уплощенности и максимумам осей [100]. Анализ геометрии полос излома в оливинах-1 показывает развитие систем скольжения $\{OKI\}$ [100]. Согласно этому, пояса рассеивания точек на диаграммах [001] и [010] должны были бы оказаться более резко выраженными. Вполне возможно, что мы имеем здесь дело с тем случаем, когда из всего семейства плоскостей $\{OKI\}$ скольжение происходило наиболее активно по плоскости (010) в направлении [100]. Возможно именно этим и объясняется высокая концентрация точек в центре диаграмм [001] и по периферии диаграмм [010]. Основной вклад в создание петроструктурных узоров ксенолита СН-1 вносят зерна ОЛ-1 и ОЛ-2. Наблюдения за распределением ориентировки осей индикатрис оливинов-3 показали, что они не имеют предпочтительной ориентировки. На микроструктурных диаграммах они создают хаотически разбросанные единичные поля, не имеющие геометрической связи с элементами ориентировки зерен ОЛ-1 и ОЛ-2. Особенно большой вклад в создание хаотического узора вносят замеры зерен ОЛ-3 в шлифах, характеризующих периферию ксенолита.

Рис. 8. Ориентировка осей индикатрис оливина (верхняя полусфера сетки Вульфа)

Стрелка справа — направление ориентировки шлифа. Шлифы: А — СН-1/1д, [100] изолинии — 6-5-2-1%, [001] 14-10-5-2-1%, [010] 9-6-4-2-1%; Б — СН-1/2д, [100] 7-5-1%, [001] 15-7-1%, [010] 8-4-2-1%; В — СН-1/3д, [100] 10-5-1%, [001] 17-13-7-3-1%, [010] 13-8-6-1%; Г — СН-1/5д, [100] 7-5-4-1%, [001] 20-6-4-1%, [010] 8-6-3-2-1%; Д — СН-1/6а, [100] 6-3-2-1%, [001] 15-8-5-1%, [010] 8-6-3-2-1%; Е — СН-1/7д, [100] 8-5-4-1%, [001] 21-7-3-1%, [010] 14-11-6-2-1%



В целом, характер распределения узоров осей индикатрисы и анализ плоского излома показывают, что в оливинах-1 преобладало скольжение по системе $\{OKI\}[100]$. Согласно экспериментальным данным [8, 14], системы скольжения $\{OKI\}[100]$ в оливинах становятся активными при температурах 900–1250°C и скоростях деформации 10^{-2} – 10^{-7} с⁻¹. Совокупность данных по микростроению ксенолита СН-1, размерам зерен, характера предпочтительных ориентировок оливинов позволяет считать, что деформации оливинов осуществлялись путем внутрикристаллической трансляции: по системе $\{OKI\}[100]$ и сопровождалась динамической рекристаллизацией. Все эти элементы микроструктуры ксенолита отражают *стадии единого деформационного процесса, которому шпинелевый лерцолит был подвергнут до его отрыва и выноса базальтовой магмой на поверхность Земли* [4].

Каково влияние базальтовой магмы на структуру ксенолита СН-1? Оливины третьей генерации (ОЛ-3), по-видимому, можно считать результатом рекристаллизации шпинелевого лерцолита вследствие отжига. Они представлены субгексагональными зернами, свободными от деформации. Кроме того, оливины этой генерации не создают предпочтительной ориентировки: размеры зерен ОЛ-3 превосходят таковые ОЛ-2. Распределение ОЛ-3 по площади исследованных сечений ксенолита СН-1 обнаруживает их более сильную приуроченность к краевым зонам ксенолита, чем к центральным. Все эти факты позволяют нам считать, что в результате нахождения ксенолита в базальтовой магме его оливиновая субструктура подверглась рекристаллизации вследствие горячего отжига.

УПРУГИЕ СВОЙСТВА

Из физических параметров для изученного ксенолита в условиях высокого давления (P) были измерены скорость продольных волн V_p , плотность ρ и декремент объема $\Delta V/V$, т.е. относительное изменение объема образца или его объемная деформация. Все указанные параметры были получены для каждого конкретного образца из одного эксперимента при высоком давлении по методике, описанной в работах [1–3]. Скорость V_p измерена импульсным ультразвуковым методом, а плотность ρ и декремент объема $\Delta V/V$ – статическим. Опыты проводились в камере высокого давления типа цилиндр–поршень со свинцом в качестве среды, передающей давление.

Образцы для экспериментов при высоких давлениях изготавливались в виде цилиндров диаметром 17,5 мм и длиной 22 мм из кубиков, которые предварительно измерялись при атмосферных условиях. Схема ориентировки образцов относительно длинной оси ксенолита показана на рис. 1.

Кривые зависимости скорости продольных волн от давления, измеренные в трех взаимно перпендикулярных направлениях, приведены на рис. 9, а. В целом значения V_p по этим направлениям различаются в пределах 14% при давлении 1,0 ГПа. Кривая зависимости V_p от давления для образца СН-1/7а, вырезанного в том же направлении, что и предыдущий образец, располагается в области более низких значений V_p . Это связано с влиянием двух факторов: положением образца в краевой части ксенолита, где присутствует большое количество неориентированных областей оливина, возникших в результате отжига базальтовым расплавом при подъеме ксенолита, и

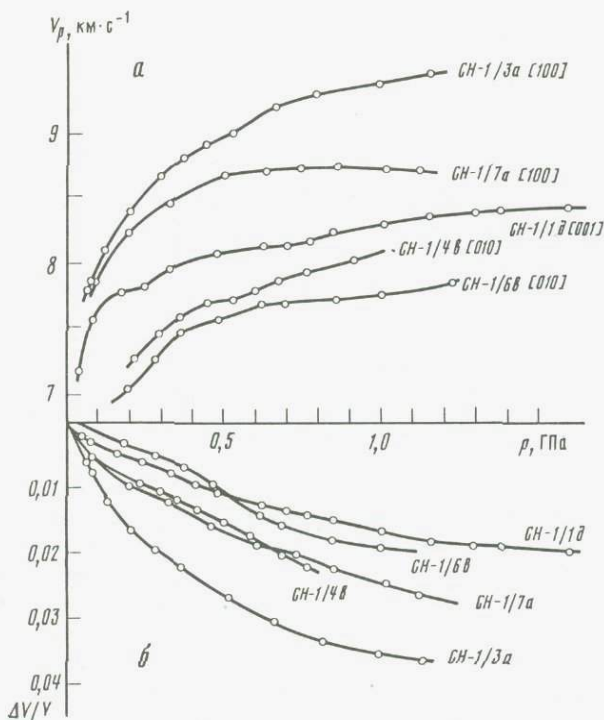


Рис. 9. Графики изменения скорости продольных волн V_p в зависимости от давления (а) и декремента объема $\Delta V/V$ (б) для обр. СН-1

большим содержанием пироксена (20–30%) по сравнению со средним содержанием этого минерала в других образцах (8–12%).

Совокупность кривых на рис. 9, а соответствует трем взаимно перпендикулярным направлениям: а – направление измерения V_p вдоль средней оси образца СН-1, д – вдоль длинной оси и в – вдоль короткой оси.

Для кривой СН-1/д средние значения V_p 8,27 км · с⁻¹ при $p = 1,0$ ГПа, а для кривых СН-1/4в и СН-1/6в – 8,1 и 7,75 км · с⁻¹ соответственно. Интерпретация вариаций V_p относительно формы ксенолита невозможна без привлечения данных микроструктурного анализа.

Как следует из рис. 10, б, длинная ось ксенолита совпадает с главным направлением предпочтительной ориентировки осей [001] в оливинах, которые создают большедуговой пояс, ориентированный перпендикулярно средней оси ксенолита. Параллельно средней оси ксенолита расположены оси [100], которые лежат в плоскости уплощенности, ориентированной нормально к оси максимального укорочения образца. Вдоль короткой оси ксенолита расположен большедуговой пояс [010], главные максимумы которого перпендикулярны к плоскости уплощенности.

Данные результаты получают естественное объяснение, исходя из известных закономерностей связи упругих свойств кристаллов оливина с параметрами его кристаллической решетки (рис. 10, А) [17].

Сравнительный анализ характера кривых $V_p = f(p)$ и $\Delta V/V$ (см.

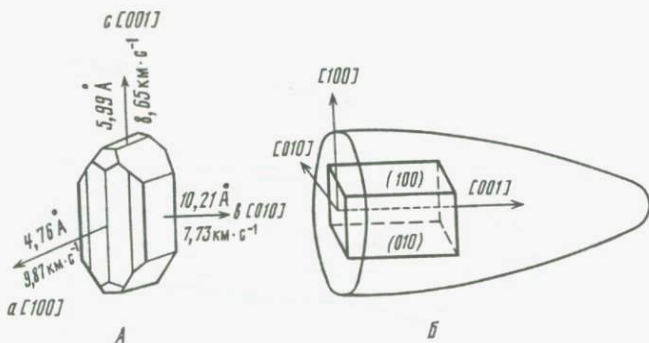


Рис. 10. Геометрия кристалла оливина

A — в направлении кристаллографических осей даны параметры кристаллической решетки. Значения скоростей продольных волн по [17]; *B* — положение главных кристаллографических элементов оливина относительно длинной оси ксенолита СН-1 (ср. с рис. 1)

рис. 9, *a*, *б*) и данных по микроструктуре исследованных образцов (см. рис. 8) выявляет их взаимную корреляцию. Максимальные величины объемной деформации при $p = 1,0$ ГПа составляют 3,6% в направлении [100] (средняя ось образца), а минимальные значения — 1,6 и 1,9% — соответствуют направлениям [001] и [010] (длинной и коротким осям ксенолита).

Таким образом, очевидно, что максимальная сжимаемость образца наблюдается в направлении [100], т.е. перпендикулярно к длинной и короткой осям ксенолита. В то же время разница между объемной деформацией в направлениях [001] и [010] не существенна. По-видимому, это может быть объяснено субпараллельной ориентировкой большедуговых поясов рассеивания точек осей [001] и [010].

И наконец, отметим, что аномалии для V_p , связанные с образцом СН-1/7а (см. рис. 9, *б*), расположенного в краевой части ксенолита, также прослеживаются в значениях декремента объема, что вызвано причинами, о которых говорилось выше.

ВЫВОДЫ

Комплексное изучение вещественной, структурной и физической неоднородности в пределах отдельно взятого образца шпинелевого лерцолита показало согласованное изменение всех этих свойств в зависимости от положения исследованных фрагментов образца относительно длинной оси ксенолита.

1. Установлено, что составы всех породообразующих минералов меняются от центра образца к его периферии. Эта тенденция отчетливо выявляется уже при анализе средних содержаний главных петрогенных элементов. Для оливина характерно уменьшение содержания MgO от центра образца к периферии. В моноклинном пироксене установлено увеличение концентрации Na_2O , SiO_2 и Cr_2O_3 от центра ксенолита к краевым частям, в то время как для ромбических пироксенов изменений в составе не выявлено.

Изучение тех же вариаций с помощью факторного анализа дает более четкую картину изменения концентраций элементов. Для оливина наблюдается обратная корреляция в изменении содержания Mg, Si и Fe* от центра образца к периферии, в моноклинном пироксене — Si, Ca и Mg с Ti и Cr, в ромбическом — Mg с Cr, Ca и Al с Si от центра образца к периферии.

2. Аналогичные закономерности выявляются в распределении малых элементов: от центра образца к периферии наблюдается изменение концентрации Rb и Cs. В то же время элементы группы железа (Co, Cr) обнаруживают значительные вариации в концентрации не только от центра к периферии, но и в пределах всего образца. Максимальные изменения содержания Cr и Co почти в три раза превышают значения их минимальных концентраций.

3. Содержание гелия в отдельных кубиках и его изотопный состав в пределах всех исследованных кубиков практически одинаковы и указывают на присутствие значительного количества радиогенного гелия. Этот результат противоречит широко известным многочисленным данным, указывающим на то, что изотопные соотношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в несколько раз превышают атмосферные значения. Из этого следует, что одним из необходимых элементов исследования является изучение влияния диффузии редких газов в ксенолитах в их центральных и периферических зонах в зависимости от размера образца.

4. Сравнительный анализ вариаций главных петрогенных и малых элементов внутри образца с таковыми для аналогичных ксенолитов из удаленных друг от друга районов обнаруживает перекрытие пределов их концентраций. Все это указывает на недостоверность выводов о гетерогенности мантии, основанных на изучении отдельных образцов по единичным шлифам или пробам из них. Это обстоятельство выносит на обсуждение вопрос: за какими пределами вариаций содержаний главных петрогенных и малых элементов можно говорить о гетерогенности мантии для отдельных областей Земли!

5. Микроструктурные исследования показали, что в центральных частях образца сохраняются собственно мантийные деформации, которые выражены предпочтительными ориентировками оливинов с системами скольжения $\{0K1\}$ [100] и ориентированными необластами оливина-2. Эти данные позволяют нам предполагать, что предпочтительные ориентировки оливинов являются следствием единого деформационного процесса, протекавшего в лерцолитовой мантии до захвата ксенолита расплавом. Влияние расплава на структуру ксенолита выражено в развитии неориентированных, свободных от деформаций областей оливина, возникших путем рекристаллизации в процессе горячего отжига по периферии образца. По-видимому, отжиг и изменение составов оливинов по периферии ксенолита — следствие влияния расплава на шпинелевый лерцолит во время его подъема к поверхности.

6. Выявленные вариации в скоростях продольных волн, измеренных в разных частях образца, находят естественное объяснение в установленной вещественной и структурной анизотропии. Максимальные значения V_p распределяются вдоль [100], совпадающей со средней осью ксенолита. Промежуточные и минимальные величины V_p соответствуют [001] и [010].

Для получения представительных результатов по отдельным образцам необходимо изучение не менее пяти участков, один из которых относится к центру, а четыре остальных располагаются в двух взаимно перпендикулярных направлениях по его периферии. Чтобы исключить влияние вещественной и структурной анизотропии для каждого участка необходимо изучение трех шлифов, вырезанных в трех взаимно перпендикулярных направлениях относительно длинной оси ксенолита. Соблюдение этих требований, как показали наши исследования, делают результаты изучения отдельных образцов ультраосновных ксенолитов в лавах представительными.

Литература

1. Воларович М.П., Баюк Е.И., Левыкин А.И., Томашевская И.С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1974. 223 с.
2. Воларович М.П., Баюк Е.И., Левитова Ф.М. Метод одновременного измерения упругих и плотностных свойств горных пород при давлении до 20 кбар. Лейпциг: Герландс Байтреге Геофизик. 1977. Т. 86. С. 69–78.
3. Воларович М.П., Баюк Е.И., Ефимова Г.А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1975. 131 с.
4. Грачев А.Ф., Николайчук В.В., Трубицын В.П. О природе правильной формы ультраосновных ксенолитов в базальтах и закономерностях их распределения по размерам // Докл. АН СССР. Т. 285, № 6. С. 1433–1435.
5. Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981. 176 с.
6. Blacic J.D., Christie J.M. Dislocation substructure of experimentally deformed olivine // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1973. Vol. 42. P. 141–146.
7. Boland J.N., McLaren A.C., Hobbs B. Dislocations associated with optical features in naturally deformed olivine // *Ibid.* 1971. Vol. 30. P. 53–63.
8. Carter N.L., Ave'Lallement H.G. High-temperature flow dunite and peridotite // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81. P. 2181–2202.
9. Colby J.W. MAGIC IV – a computer program for quantitative electron microprobe analysis // *Adv. X-Ray Anal.* 1972. Vol. 11.
10. Dal Negro A., Carbonin S., Domeneghetti C., Molin G.M., Gundari A., Piccirilli E.M. Crystal chemistry and evolution of the clinopyroxene in a suite of high-pressure ultramafic nodules from the Newer Volcanics of Victoria, Australia // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1984. Vol. 86. P. 221–229.
11. Eales H.V., Marsh J.S. Al/Cr ratios of coexisting pyroxenes and spinellides in some ultramafic rocks // *Chem. Geol.* 1983. Vol. 38. P. 57–74.
12. Fodor R.V., Keil K., Bauer G.R. Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. V. Composition and origin of ultramafic nodules and megacrysts in a Rhyodacite from Oahu, Hawaiian Islands // *Pacif. Sci.* 1977. Vol. 31. P. 211–222.
13. Green H.W., Radcliffe S.V. Dislocations mechanisms in olivine and flow in the upper mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1972. Vol. 15.
14. Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformations of olivine // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 5391–5406.
15. Sprinder G. Correction procedure in electron probe analysis // *Short course handbook.* 1976. Vol. 1. P. 45–62.
16. Stephens W.E., Dawson J.B. Statistical comparison between pyroxenes from kimberlites and their associated xenoliths // *J. Geol.* 1977. Vol. 85. P. 433–449.
17. Verma R.K. Elasticity of several high-density crystals // *J. Geophys. Res.* 1960. Vol. 65. P. 757–766.

Л.К. Левский, Е.Р. Друбецкой

ГЕОХИМИЯ ПЕРВИЧНЫХ И РАДИОГЕННЫХ ИЗОТОПОВ В КСЕНОЛИТАХ (ОБЗОР)

ИЗОТОПНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИИ

Гетерогенность мантийного резервуара достаточно надежно устанавливается путем изучения вариаций изотопного состава Pb, Sr, Nd, Hf, благородных газов в абиссальных, островных, континентальных базальтах и ксенолитах мантийного и нижнекорового происхождения.

Химическая неоднородность мантии (неизбежно ведущая к изотопной неоднородности) отмечалась ранее как результат геохимических [18] и геофизических исследований, однако использование первичных и радиогенных изотопов указанных выше элементов позволяет изучить наряду с латеральной и радиальной гетерогенностью также эволюцию литосферы во времени.

Один из первых вопросов, возникающих при изучении эволюции мантии, касается времени и условий возникновения ее гетерогенности. Согласно гипотезе гетерогенной аккреции планеты, негомогенность мантии имеет изначальный первичный характер. Следует отметить любопытную особенность этой модели: химическая и изотопная гетерогенность неэквивалентны и первая не обязательно определяет наличие второй.

Практически при образовании Земли изотопный состав (так называемый "первичный" изотопный состав) элементов во всех компонентах планеты был приблизительно одинаков даже в случае химической неоднородности этих компонентов. Только после аккреции началось накопление радиогенных изотопов стронция, неодима, свинца, гафния. Единственным исключением, вероятно, являются дочерние продукты распада короткоживущих изотопов (например, ^{129}J , ^{244}Pu и др.).

Модель гомогенной аккреции Земли, как и модель гетерогенной аккреции, вряд ли реализуется в "чистом" виде. В действительности, по-видимому, более реально смешанная модель, однако характер аккреции остается неясным и дискуссионным.

Так или иначе дальнейшая эволюция мантии была достаточно определенной и в общем диагональной по пути усложнения исходного резервуара. Если отнести образование Fe—Ni ядра к первым десяткам (?) миллионов лет от начала аккреции, то становится понятной дальнейшая эволюция силикатной оболочки. При частичных выплавках и сепарации резервуара некогерентные элементы (K, U, Pb, Ti, Rb, Sr, легкие редкоземельные элементы, благородные газы) стремятся покинуть первичное вещество и переходят или в растущую кору (это очевидно), или (такие элементы, как K, Rb, Pb) в ядро (что гипотетично), или, наконец, образуют на глубине слой обогащенной этими элементами мантии. В простейшей модели эволюции первичной мантии кора и остающийся слой деплетированной мантии должны быть комплиментарны по отношению к исходному ре-

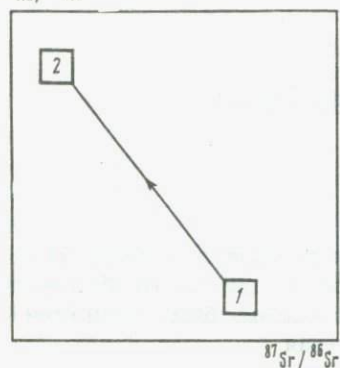
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 

Рис. 1. Изменение изотопного состава Nd и Sr в мантийном резервуаре

1 — первичная мантия; 2 — деплетированная мантия

зервуару. Однако исследование нижнекорковых ксенолитов из южноавстралийских кимберлитов [32] показывает, что комплиментарность может быть и не столь строгой. Для изученных ксенолитов характерны предельно низкие значения Rb/Sr и относительное обогащение и обеднение легким редкоземельными элементами. Нижняя кора имеет вместе с тем более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, чем предполагалось ранее.

Тем не менее изотопные данные в общем поддерживают простейшую "бюкс-модель", в которой значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ увеличены для абиссальных базальтов по сравнению с исходной величиной за счет уменьшения отношения Nd/Sm в деплетированной мантии, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, наоборот, ниже из-за уменьшения отношения Rb/Sr в той же части мантии (рис. 1). В первом случае обеднение мантии приводит к увеличению концентрации радиоактивного ^{147}Sm , во втором — к уменьшению содержания ^{87}Rb .

При рассмотрении эволюции исходного резервуара оказывается удобным ввести величину ϵ [14], которая является мерой вариации изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ или $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в исследуемом объекте, вызванного изменением отношения Nd/Sm или Sr/Rb, от первичного значения, характерного для исходного резервуара. Особенно определено значение ϵNd , так как оно "безразлично" к выбору исходного резервуара, будь то хондритный или ахондритный. Несмотря на 10–20-кратное увеличение абсолютного содержания редкоземельных элементов в ахондритах, отношение и, следовательно, первичное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (с точностью до различия во времени образования тех и других) постоянны. Иная ситуация с отношением Rb/Sr. Если для хондритов оно равно $\sim 0,25$, то для ахондритов — на два порядка меньше, а для Земли в целом — 0,029. При таком значении Rb/Sr величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ будет эволюционировать от начального значения $\sim 0,6990$ (близкого к ахондритной величине) до 0,7045. Однако последняя величина, как и отношение Rb/Sr, для Земли справедлива в том случае, если корреляция между $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ была бы строгой. В реальности имеет место разброс экспериментальных данных, и выбор величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Земли в целом в известной степени произволен. Мы вернемся к обсуждению этого вопроса.

Более корректна изотопная систематика Nd и Hf, во всяком случае для областей океанических островных дуг и океанических островов [38].

Изотопы свинца выпадают из корреляционной изотопной систематики для Sr, Nd и Hf. Как для островных базальтов (слабо обедненная мантия), так и для базальтов срединно-океанических хребтов (обедненная мантия) значения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ располагаются на соответствующем графике справа от геохроны (прямой, на которой размещаются современ-

ные значения этих отношений изотопов свинца после эволюции от начальных первичных значений в подсистемах с различными $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$).

Измеренные отношения изотопов свинца в мантии, таким образом, нереальны (указывают на событие в будущем), и для объяснения этого парадокса необходим мантийный резервуар, имеющий высокое значение μ , в то время как значения Rb/Sr и Sm/Nd для него несущественно отличаются от средних величин. Сходные результаты получены путем изучения изотопной систематики ксенолитов.

В ряде работ (например, [8, 45]) продемонстрировано, что ксенолиты и вмещающие базальты имеют различный изотопный состав Sr и Pb, т.е. ксенолиты не уравновешены с базальтами. Более того, изотопный состав Sr в отдельных минеральных фазах из некоторых ксенолитов показывает, что они изотопно гетерогенны; в оливине и ортопироксене в большинстве случаев содержится более радиогенный Sr, чем в сосуществующем клинопироксене. Зависимость ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ от Rb/Sr в ряде случаев может служить указанием на сохранение информации о хронологии реликтовых мантийных событий, таких, как время образования или последнего изотопного уравновешивания. Такое событие для лерцолитовых ксенолитов из Калифорнии отодвинуто до $\sim 3,4 \cdot 10^9$ лет [8], что указывает на "жесткое" поведение изотопных систем и трудность изотопной гомогенизации вещества даже на небольшом расстоянии для индивидуальных минералов.

Исследование геохимии изотопов Sr, Nd и Pb в восточноафриканских ксенолитах [11] указывает на их отличие от MORB (базальты срединно-океанических хребтов \approx верхняя деплетированная мантия), особенно в случае Pb—Sr и Nd—Pb корреляции. В этом отношении они скорее подобны базальтам океанических островов (\approx примитивная мантия).

Значительная вариация изотопного состава неодима (${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ меняется от 0,51169 до 0,51306) и стронция (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ меняется от 0,7031 до 0,7333) в ксенолитах из верхней мантии и нижней коры (батолит из Сьерра-Невада [15]) указывает на изотопную гетерогенность мантии по вертикали и латерали в этом регионе.

Одной из нерешенных проблем является определение времени сохранения изотопной гетерогенности в той или иной части мантийного резервуара. Ожидается, что первичная мантия может сохраняться достаточно длительное время [21] в ядрах конвентирующих ячеек. Разрешение дилеммы, вероятно, лежит в использовании изотопов "сверхнекогерентных" элементов, т.е. благородных газов [5, 19, 41]. Особую роль играют изотопные отношения, связывающие первичные и радиогенные изотопы: ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$, ${}^{129}\text{Xe}/{}^{130}\text{Xe}$, ${}^{136}\text{Xe}/{}^{130}\text{Xe}$. Накопление ${}^{129}\text{Xe}$ и ${}^{136}\text{Xe}$ обусловлено распадом короткоживущих ${}^{129}\text{J}$ ($\tau_{1/2} = 17 \cdot 10^6$ лет) и ${}^{244}\text{Pu}$ ($\tau_{1/2} = 82 \cdot 10^6$ лет), практически полностью распавшихся к настоящему времени. Наличие вариаций в содержании радиогенных ${}^{129}\text{Xe}$ и ${}^{136}\text{Xe}$ в образцах мантийного происхождения определено указывает на сохранение в течение длительного времени ($\gtrsim 4 \cdot 10^9$ лет) изотопно-консервативных регионов в мантии. В противном случае изотопная гетерогенность (см. таблицу), обусловленная распадом короткоживущих элементов, была бы разрушена.

При решении вопроса о гетерогенности мантийного резервуара благородными газами принадлежит особая роль. Изотопы благородных газов

Оболочка Земли	$^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$
Деплетированная мантия	7,17–7,23	2,38–2,45
Недеплетированная мантия	$\leq 6,50$	$\leq 2,18$
Атмосфера	6,50	2,18

сравнительно легко приходят в равновесие, и, следовательно, можно ожидать, что их систематика в мантийных объектах позволит в конечном счете выработать изотопную характеристику оболочек Земли. Ведущая роль в изотопных исследованиях благородных газов отводится гелию в силу двух основных причин: большому (до четырех порядков величины) диапазону вариаций изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и низкому содержанию гелия в атмосфере Земли (за счет его диссипации), что позволяет практически исключить фактор контаминации атмосферным гелием для большинства исследуемых объектов. Уникальные особенности гелия позволили использовать его изотопный состав в качестве важнейшей "генетической метки" происхождения флюидной фазы. Это привело к тому, что лишь на основании изотопии гелия некоторые исследователи выделяют различные (достаточно многочисленные) источники. Так, в работе [12] выделяется более пяти различных мантийных источников со специфическими изотопными отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$.

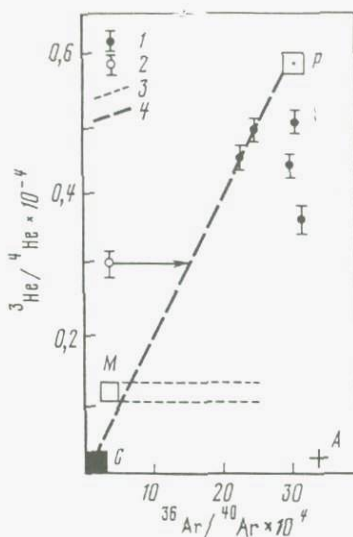
Если мы попытаемся сравнить характеристики первичных и радиогенных изотопов гелия и аргона в различных глубинных объектах (рис. 2), то оказывается, что данные для стекол толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов будут ограничены узкой областью с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 1 \cdot 10^{-5}$ при значительных вариациях отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (см. например, [31]). В эту же область попадают практически все известные ультраосновные ксенолиты [20, 26]. Разброс значений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ связывается большинством исследователей с примесью атмосферного аргона (точка *A* на рис. 2) и для мантии типа MORB принимаются значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \geq 20000$ (точка *M*). Наиболее высокие, за исключением алмазов, о которых речь ниже, изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ не до $6 \cdot 10^{-5}$ вместе с низкими "квазиатмосферными" значениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ встречаются в фенокристах лав Гавайских островов [25] и характеризуют слабо дегазированную мантию так называемых "горячих точек" (источник типа PLUME, точка *P*).

Практически все имеющиеся экспериментальные данные по изотопному составу гелия и аргона в мантийных объектах оказываются лежащими на линии смешения дегазированной мантии типа MORB (*M*) и негазированной мантии горячих точек (*P*). Контаминация образцов атмосферными газами будет приводить к смещению точек вправо от линии смешения. Таким образом, все кажущееся разнообразие источников может быть сведено к существованию двух мантийных резервуаров (по крайней мере для благородных газов).

Важно отметить, что элементное фракционирование, связанное с различием в коэффициентах диффузии гелия и аргона, будет приводить (и приводит) к появлению точек слева от линии *M–P*. Следует ожидать, что такое фракционирование может наблюдаться только в ультраосновных

Рис. 2. Связь первичных и радиогенных изотопов гелия и аргона

1 — фенокриты в лавах Гавайских островов; 2 — дунит КК-17-5 из щелочных базальтов вулкана Лоихи [27]; 3 — область значений, характерных для базальтов MORB; 4 — возможное положение линии смещения двух основных резервуаров благородных газов — коры и недеPLETED мантии. А — атмосфера Земли; С — радиогенные (коровые) газы; Р — недегазированной мантийный резервуар с ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 6 \cdot 10^{-5}$, ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \geq 350$; М — дегазированная мантия типа MORB с ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 1 \cdot 10^{-5}$, ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \geq 20\,000$. Наклон линии смещения СР отвечает отношению ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar} \approx 3$ для Земли в целом



ксенолитах, обменявшихся гелием с вмещающими более глубинными щелочными базальтами, но сохранившими почти неизменным изотопный состав аргона. Можно предполагать, что именно такое фракционирование произошло в образце дунита из щелочных базальтов о-ва Лоихи (Гавайи [27]).

Говоря об источниках благородных газов в мантийных объектах, не следует забывать и о наличии такого существенного резервуара, как земная кора (точка С на рис. 2). Здесь важно отметить два обстоятельства: 1) породы коры являются источником в основном радиогенных газов, характеризующихся наиболее низкими ($\sim 10^{-8}$) отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и наиболее высокими ($> 3 \cdot 10^4$) — ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$; 2) отношение ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ в породах коры существенно меньше теоретического из-за преимущественных потерь породами He [3]. Следовательно, контаминация коровым материалом должна приводить в основном к увеличению отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ при практически неизменном отношении ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$.

Учитывая сказанное, можно предполагать, что М на рис. 2 обязана своим существованием именно такому процессу и деплетированная мантия типа MORB вовсе не является "крайним членом", определяющим изотопные характеристики He и Ar в мантийных объектах. Полученная линия смещения С-Р близка к теоретически рассчитанной [4] и отвечает отношению ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar} \approx 3$ для Земли в целом.

ОБОГАЩЕННАЯ МАНТИЯ

Выше отмечалась необходимость обогащенного источника в мантии для объяснения всей совокупности изотопных данных, в частности данных для свинца [46]. Если не прибегать к специальным моделям, объясняющим появление резервуара с высоким значением μ либо за счет обогащения ураном внешних оболочек Земли в конце аккреции, либо за счет непрерывного ухода свинца в ядро, то наиболее правдоподобное объяс-

нение заключается в примеси к источнику MORB (и в еще большей степени к источнику базальтов океанических островов) вещества обогащенной мантии. В том случае, если этот резервуар играет значительную роль в установлении мантийного изотопного распределения, последнее можно объяснить как композицию конечных членов последовательности: слева сверху — наиболее положительные значения ϵNd и отрицательные значения ϵSr , справа внизу — отрицательные ϵNd и положительные ϵSr (рис. 3). Наличие вариаций внутри MORB и островных базальтов, имеющих как крупномасштабный, так и мелкомасштабный характер [17], указывает на вероятность именно такой интерпретации. В этой связи существование и идентификация первичного мантийного вещества становится проблематичной, так как области с $\epsilon Nd = \epsilon Sr = 0$ могут быть просто смесью конечных членов.

В качестве причин возникновения мантийного резервуара, обогащенного некогерентными элементами как в океанических, так и в континентальных регионах, обычно рассматриваются следующие:

1) добавление обогащенного компонента за счет расплавления древней океанической [22] коры, погружающейся путем субдукции в нижнюю мантию;

2) существование первичного обогащенного резервуара [6];

3) обогащение мантии некогерентными элементами за счет процессов мантийного метасоматоза [7, 33, 44].

Изотопный состав обогащенного мантийного резервуара ограничен максимально возможными значениями ϵNd и наивысшими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$. Нельзя исключить наличие нескольких обогащенных мантийных компонентов. Мантийный метасоматоз может вызвать случайное и нередко сильное фракционирование U и Pb, но умеренное (20–100%) увеличение Rb/Sr, Nd/Sm и Th/U. Примесь вещества обогащенной мантии вызывает значительный сдвиг в изотопном составе свинца, но эффект этой примеси на изотопный состав неодима и стронция будет практически незначителен [6].

Клинообразное уширение мантийного распределения в координатах $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (ϵNd , ϵSr) от MORB к недеплетированному или обогащенному резервуару (рис. 4) будет развиваться во времени, если в течение метасоматоза фактор фракционирования $R_f = f(Sm/Nd) / f(Rb/Sr)$ варьирует. Мантийное распределение в таком случае отражает наиболее часто встречающееся значение R_f . Если это так, то величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для Земли в целом становится неопределенной (о чем говорилось выше) и его точное значение нельзя получить на основании Nd–Sr изотопной корреляции.

Изучение конкретных условий мантийного метасоматоза — его механизма и характера флюидов — находится еще в начальной стадии разработки. Экспериментальные исследования равновесий флюидов и синтетического флогопита указывают на ключевую роль CO_2 и требуют значительных концентраций щелочных элементов, а также Al и Si для реализации метасоматоза. Локализация источника флюидов неясна, однако очевидно, что он постоянно действует и возобновляется, на это указывает повторяющаяся активность щелочного магматизма от докембрия до настоящего времени [7]. Большинство гидратированных минералов в ксенолитах находятся

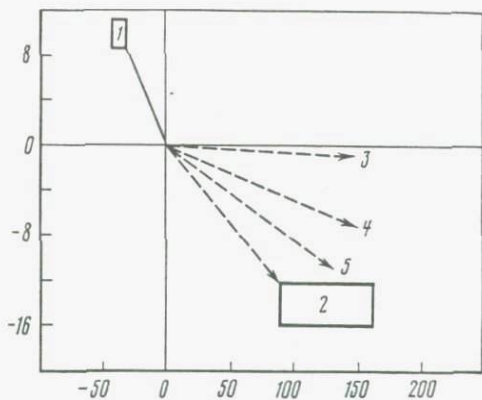


Рис. 3

Рис. 3. Образование смеси деплетированного и обогащенного резервуаров в мантии

1 — деплетированная мантия; 2 — обогащенная мантия; 3 — океаническая вода; 4 — древняя кора; 5 — молодая кора

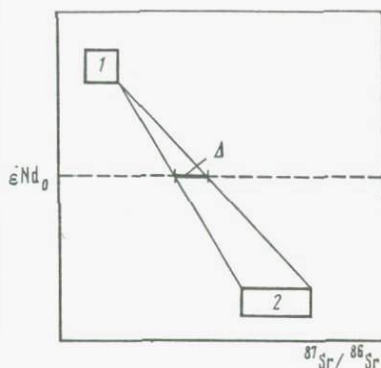


Рис. 4

Рис. 4. Неопределенность отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Земли в целом

1 — деплетированная мантия; 2 — обогащенная мантия; Δ — возможная вариация отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Земли в целом

Рис. 5. Изотопная систематика Nd и Sr в кимберлитах

1 — MORB; 2 — базальты островных дуг; 3 — диопсиды из перидотитовых ксенолитов; 4, 5 — кимберлиты групп I и II; 5 — Земля в целом

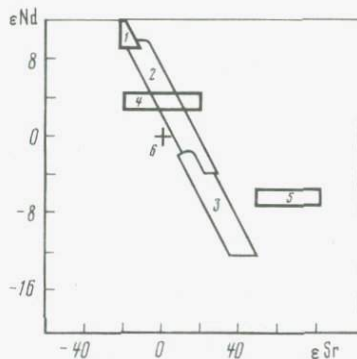


Рис. 5

в приблизительном равновесии с мантией, на что указывают измерения изотопного состава кислорода, но эти данные не позволяют установить характер источника воды в этих минералах — первичный или субдукционный.

Изотопные данные по Nd и Sr, а также измерения содержания следовых элементов в базальтах и ксенолитах указывают на наличие по крайней мере двух процессов обогащения, действующих в верхней мантии (реально, по-видимому, имеется широкий спектр таких процессов).

Изотопные отношения Pb, Sr, Nd в источниках кимберлитов могут свидетельствовать как об их обеднении, так и об обогащении. В частности, для южноафриканских кимберлитов отмечаются две группы [40], одна из которых (II) имеет высокие отношения Rb/Sr и низкие — U/Pb, другая (I) — более высокую концентрацию радиогенного свинца (рис. 5). Источник группы I был обогащен 500–1000 млн. лет назад, и это обогащение не связано с молодым метасоматозом или интрузивными процессами ($\ll 300$ млн. лет), которые фиксируются кимберлитами.

Альтернативой мантийному метасоматозу является возможность примеси корового компонента, обогащенного радиогенными изотопами Sr и Pb. Гиперболическая зависимость между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержанием строн-

ция, хотя и не служит диагностическим признаком, может подтвердить существование такой композиции. Существует, однако, ряд признаков, по которым можно исключить возможность корового загрязнения [9]:

1) ограниченная вариация отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах, в то время как ожидается значительный разброс этого отношения в коровом компоненте;

2) сохранение нормального состава пород (например, толеитов), несмотря на широкую вариацию изотопного состава и, следовательно, вариацию природы и количества загрязняющего компонента;

3) обычное отсутствие корреляции между изотопными отношениями для Sr и Pb;

4) наличие изохронных зависимостей для океанических областей, где возможность сиалического загрязнения ограничена.

Более тонкой ситуацией в смысле возможных загрязнений является загрязнение внутри мантийного резервуара. Возможны следующие варианты: а) смешение гетерогенного мантийного вещества, б) селективное расплавление гетерогенного вещества одинакового или различного возраста, в) неравновесное расплавление гомогенной мантии, при котором отдельные минеральные фазы сохраняют изотопную неравновесность.

При решении проблемы существования первичной мантии как самостоятельного мантийного резервуара, а не как смеси конечных членов мантийного распределения определенную роль может играть исследование изотопного состава благородных газов в континентальных базальтах и ксенолитах из области обогащенной мантии. Низкое отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \sim 300-400$, характерное для образцов недеплетированной мантии, может соответствовать и веществу обогащенной мантии, особенно если обогащение обязано субдукции океанической коры, несущей осадки, насыщенные атмосферным аргоном ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,6$). Однако высокое отношение $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-5}-10^{-4}$ для недеплетированной мантии не может быть обусловлено этим процессом и, скорее всего, характерно для первичного недифференцированного резервуара.

МАНТИЙНЫЕ ИЗОХРОНЫ

В большинстве случаев, о некоторых из них говорилось выше, возраст ксенолитов превышает возраст вмещающих базальтов. Изотопные отношения (первичные) для Sr, Nd, Pb, исправленные на возраст базальтов и помещенные на соответствующие изохронные графики, нередко указывают на существование определенных трендов, которые можно рассматривать как "мантийные изохроны". Если изохроны несут возрастную информацию, хотя это может быть и не так, то это свидетельствует о времени существования консервативных областей в мантии, во всяком случае по отношению к исследуемым следовым элементам.

Например, для изотопов свинца это означает, что мантийный источник с гомогенным отношением U/Pb ($\mu = \text{const}$) разделяется на подсистемы с различной величиной μ . После развития подсистем в течение времени t_1 изотопный состав свинца в них соответствует линии мантийной, или вторичной, изохроне, наклон которой пропорционален t_1 .

Так, данные для базальтов океанических островов (Гавайи) [42] со-

ответствуют наклону мантийной изохроны $\sim 1 \cdot 10^9$ лет, в то же время наклон линии для исландских образцов и прилежащих MORB дает возраст $(1,5 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет.

Область обогащенного мантийного источника для о-ва Кергулен также характеризуется древним возрастом $(1,5-2,5) \cdot 10^9$ лет [16], хотя в ряде случаев время мантийного метасоматоза может быть сравнительно небольшим ($\ll 200$ млн.лет), как для базальтов из Нунивака [35]. Аналогично совокупность изотопных данных по Sr для океанических толеитов [9] определяет линию (скорее тренд) с наклоном, соответствующим $1,6 \cdot 10^9$ лет. Однако данные по Sm-Nd систематике дают более сложную картину, в которой не удается выделить совокупность точек, отвечающих прямой зависимости.

Для внутриконтинентальных областей щелочного вулканизма наблюдается подобная картина. Изотопный состав свинца в нодулях из кимберлитов [28] соответствует тенденции для океанических базальтов и определяет мантийную изохрону $\sim 1,6 \cdot 10^9$ лет.

Приблизительные изохронные корреляции по Rb/Sr и Sm/Nd для ксенолитов из южноавстралийских кимберлитов [32] дают соответственно возраст 2470 и 2350 млн.лет, который примерно соответствует времени появления негативной европиевой аномалии в постаршейских осадках, что свидетельствует о крупномасштабных расплавах в коре в это время.

Рекордно высокий возраст (модельный) по Sm-Nd, равный $4,2 \cdot 10^9$ лет, получен для образцов эклогитовых нодулей из кимберлитов [23]. Изотопный состав в клинопироксене предельно примитивен ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70092 \pm 2$). Стронций с таким изотопным составом мог находиться в резервуаре с Rb/Sr, отвечающем хондритному, не более 200 млн.лет.

Высокая радиогенность изотопного состава Nd ($\epsilon \text{Nd} = \div 614$) требует предельную деплетацию легких редкоземельных элементов ($\text{Ce}/\text{Yb} < 125$), которая могла быть установлена в процессе субдукции или во время гранулитового метаморфизма при почти полной экстракции некогерентных элементов из клинопироксена и граната. Наряду с возрастной оценкой вышеуказанных возрастных трендов, отвечающих сохранению консервативных участков мантии в течение определенного времени до вулканизма, существует иная точка зрения.

Ряд обстоятельств может привести к образованию псевдохрон, не имеющих прямого возрастного смысла. Такие псевдохроны смещения образуются, если в качестве одного из конечных членов принять коровый компонент. Критерии исключения примеси коры обсуждались выше. Некоторые ограничения на изохроны смещения за счет мантийных компонентов следуют из рассмотрения U-Pb систематики. U-Pb изотопные подсистемы не могут развиваться в сравнительно недавнее время в гомогенном источнике, сколь бы сильное фракционирование U и Pb не наблюдалось. Это обусловлено значительно более коротким периодом полураспада ^{235}U по сравнению с ^{238}U . Поэтому в системе, где происходило недавнее фракционирование U и Pb невозможно ожидать существенной вариации величины $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Следовательно, хотя мантийные изохроны не всегда могут иметь прямой возрастной смысл, изотопная эволюция компонентов смеси требует определенного времени при данном интегральном отношении материнского и дочернего изотопов.

АЛМАЗЫ

Алмазы являются своеобразными ксенолитами, несущими исключительно ценную информацию об изотопной стратиграфии мантии, хотя возможно и решение обратной задачи — по изотопному составу установить время и место происхождения алмазов.

До сих пор дискуссионна проблема идентификации алмазов как ксенокристаллов или фенокристаллов для кимберлитовой магмы. Данные по изотопному составу углерода и азота указывают на известную связь изотопного состава алмазов и вмещающих пород. Размах вариаций $\delta^{13}\text{C}$ для крупных алмазов от $-10,5$ до $-5,5\%$ для небольших кристаллов $-10 < \delta^{13}\text{C} < -4,6\%$. Аналогичный размах для карбонатов из соответствующих кимберлитов $-11,8 < \delta^{13}\text{C} < -5,5$ [24].

Очевидно, вариации изотопного состава углерода отражают сложную историю кристаллизации внутри мантийного резервуара, в котором происходило фракционирование изотопов.

Для алмазов из южноафриканских кимберлитов (трубки Премьер и Финш) отмечается связь между изотопным составом углерода и химическим составом силикатных включений в алмазах [13].

Для алмазов, содержащих перидотитовые включения, с увеличением $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается более низкая концентрация SiO_2 в оливине и более высокая концентрация FeO и CaO в гранате. Для алмазов с эклогитовыми включениями с увеличением $\delta^{13}\text{C}$ уменьшается SiO_2 и увеличивается CaO и $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в гранате и клинопироксене. Алмазы с более высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ кристаллизуются в более глубоких слоях мантии при более высоких P - T условиях, определяющих распределение элементов во включениях. Сказанное выше равносильно указанию на существование в мантии областей, характеризующихся различным средним изотопным составом углерода.

Азот в алмазах заметно обеднен ^{15}N (среднее взвешенное $-5,15\%$) относительно атмосферы, вещества осадков и верхней мантии [24].

Один из основных доводов в пользу ксенокристаллической природы алмазов — расхождение возрастных изотопных данных для алмазов и вмещающих кимберлитов. Измерения изотопного состава Pb в сульфидных включениях [29] показывают, что алмазы, содержащие эти включения, являются ксенокристаллами в кимберлите-хозяине. Модельный возраст для сульфидных включений в алмазах из кимберлитов Финш и Кимберли превосходит $2 \cdot 10^9$ лет, хотя возраст кимберлитов ~ 100 млн. лет.

Изотопный состав свинца для клинопироксенов из ксенолитов, хотя и варьирует в больших пределах, соответствует наклону линии регрессии в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ около $2,5 \cdot 10^9$ лет. Близость изотопных данных для свинца из клинопироксенов и сульфидных включений в алмазах предполагает, что алмазы могут быть когенетичны с древними породами в подконтинентальной мантии.

Результаты работы [29] в известной степени поставлены под сомнение в работе [39], в которой отмечается недоказанность идентичности и парагенезиса сульфидных включений в алмазах. В работе [39] исследуется изотопный состав Sr и Nd в гранатовых ксенокристаллах из кимберлитов и самих кимберлитах, с одной стороны, и тех же элементов в гранатовых вклю-

Рис. 6. Изотопная систематика Nd и Sr в кимберлитах и включениях в алмазах

I — мантийная последовательность; II — кимберлиты и гранатовые концентраты в них; III — включения в алмазах

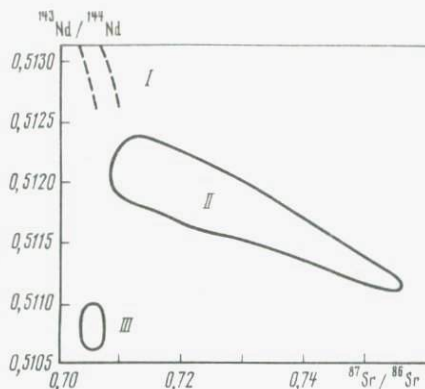
чениях в алмазах — с другой. Данные, представленные на рис. 6, указывают на существенное различие изотопного состава тех и других и отсутствие когенетичности. Очевидно, включения в алмазах не имеют никакого отношения к мантийным включениям в кимберлитах или каких-нибудь других современных вулканитов. Низкая величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ указывает на древний характер кристаллизации алмазов, что и привело к прекращению изотопного обмена между включениями и мантией.

Расчетанный модельный Sm—Nd возраст включений 3410 и 3320 млн. лет соответствует для трубок Кимберли и Финш. Возраст рассчитан исходя из модели примитивной (хондритной или ахондритной) мантии. Возможное обогащение или обеднение мантийного резервуара в момент изоляции включений приведет к колебанию величины модельного возраста около ± 100 млн. лет. Окончательно средний модельный возраст 3300 ± 200 млн. лет. Заметим, что коматитовые лавы Онвервахта в этом регионе датируются 3530 млн. лет.

Высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при очень низком отношении Rb/Sr в гранатовых включениях можно объяснить только существованием очень обогащенного резервуара, который образовался во время излияния коматитовых лав Онвервахта и существовал ~ 300 млн. лет до кристаллизации алмазов. Предполагается, что обогащенный компонент пришел из астеносферы и оставался жидким до кристаллизации алмазов.

На основании изложенной изотопной систематики Sr и Nd в работе [39] ставится под сомнение правомочность гипотезы о сверхдревнем возрасте алмазов (приблизительно равном возрасту Земли), как этого требуют данные по изотопному составу гелия в алмазах [36, 37].

Изотопный состав гелия в некоторых алмазах отличается рекордно высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ вплоть до $3,2 \cdot 10^{-4}$. Несмотря на то что происхождение алмазов точно неизвестно, это само по себе не компрометирует полученные данные. Можно ожидать, что отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в алмазе в момент захвата было еще выше, так как даже незначительная концентрация урана в алмазе или скорее во включениях уменьшит первичное значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ за счет радиогенного гелия. Более того, если гелий не захвачен алмазом немедленно после образования Земли, то определенный промежуток времени гелий должен был находиться в предельно "стерильной", лишенной урана среде. Судя по космохимическим данным, первичное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в момент образования солнечной системы было близко к величине $\sim 1 \cdot 10^{-4}$, которая значительно меньше величины $3,2 \cdot 10^{-4}$. Не прибегая к экзотическим источникам ^3He , следует предпочесть образование



этого изотопа за счет реакций спалляции космических лучей в протоземном веществе [2]. Однако с помощью указанных реакций нельзя непомерно увеличивать отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Все в целом указывает на особую древность алмазов или/и особую стерильность окружающей обстановки.

В то же время изотопный состав ксенона из алмазов близок к атмосферному и не наблюдается избытка ${}^{129}\text{Xe}$ или ${}^{136}\text{Xe}$, которые могли свидетельствовать об особой древности газов. Либо источник радиогенного ${}^{129}\text{Xe}$ и делительного ${}^{136}\text{Xe}$ был далек от газов в месте кристаллизации алмазов, либо он был каким-то образом уравновешен с атмосферным ксеноном.

В большинстве случаев очевиден избыток радиогенного ${}^{40}\text{Ar}$, и возраст, вычисленный по отношению ${}^{40}\text{Ar}/{}^{40}\text{K}$, чрезмерно большой (порядка 6000–9000 млн. лет). Точные расчеты избыточного ${}^{40}\text{Ar}$ вряд ли возможны, так как неизвестна ни концентрация калия в окружающих породах, ни значение первичной величины ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$, которая случайно может оказаться равной атмосферному значению, но может быть и ниже последнего. Судя по некоторым данным, это возможно, и минимальное значение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$, измеренное в алмазах, равно 189 [34]. Однако указанные данные вызывают серьезное недоверие к использованной аналитической методике и, во всяком случае, требуют подтверждения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование содержания первичных и радиогенных изотопов стронция, свинца, гафния, благородных газов позволяет установить пространственную и временную гетерогенность мантийного резервуара.

Для этих исследований особое значение имеют ксенолиты и минералы, в них содержащиеся. Представляя большей частью неуравновешенные консервативные изотопные системы, они несут не только информацию о распределении элементов в нижней коре и верхней мантии, но и данные об изменении распределения изотопов во времени. Об этом свидетельствуют существование "мантийных изохрон", построенных путем использования радиогенных изотопов неодима, стронция и свинца, и наличие изотопных аномалий в изотопном составе ксенона как результат распада вымерших изотопов ${}^{129}\text{Ji}$ и ${}^{244}\text{Pu}$.

Уникальными объектами являются алмазы. Данные по Sr, Nd и Pb свидетельствуют об их древности и "стерильности", что дополнительно подчеркивается и первичным изотопным составом гелия в них. Рекордно высокие возрастные оценки имеют место и для эклогитовых нодулей из кимберлитов.

Исследование изотопной систематики, включающей изотопы неодима, стронция, свинца, гафния и благородных газов, может обеспечить построение более совершенных геодинамических и геохимических моделей Земли.

Литература

1. Друбецкой Е.Р., Логинов Ю.В., Лопатин Б.Г., Толстихин И.Н. К вопросу об изотопном составе аргона в мантии Земли // Геохимия. 1979, № 8. С. 1247–1250.
2. Левский Л.К., Морозова И.М. Распространенность изотопов благородных газов в протоземном веществе // Проблемы современной геохронологии и изотопной геохимии. Л.: Наука, 1985.
3. Толстихин И.Н., Друбецкой Е.Р., Шараськин А.А. Об изотопном составе аргона в мантии Земли // Геохимия. 1978, № 4. С. 514–520.
4. Allegre C.J., Staudacher T., Sarda P., Kurz M. Constraints on evolution of Earth's mantle from rare gas systematics // Nature. 1983. Vol. 303, N 5918. P. 762–766.
5. Anderson D.L. Isotopic evolution of the mantle: the role of magma mixing // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 57, N 1. P. 1–12.
6. Bailey D.K. Mantle metasomatism – continuing chemical change within the Earth // Nature. 1982. Vol. 296, N 5782. P. 525–530.
7. Basu A.R., Murthy V.R. Ancient lithosphere lherzolite xenolith in alkali basalt from Baja California // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 35, N 2. P. 239–246.
8. Brooks C., James D.E., Hart S.R. Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism // Science. 1976. Vol. 193, N 4258. P. 1086–1094.
9. Cohen R.S., O'Nions R.K. Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 61, N 1. P. 73–84.
10. Cohen R.S., O'Nions R.K., Dawson J.B. Isotope geochemistry of xenolith from Earth Africa: implications for development of mantle reservoirs and their interaction // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68, N 2. P. 209–220.
11. Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Rare gases in an phlogopite nodule and a phlogopite-bearing peridotite in South African Kimberlites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 61, N 1. P. 181–186.
12. Craig H., Rison W. Helium isotopes and mantle heterogeneity // Eos. 1983. Vol. 64, N 18. P. 348.
13. Deines P., Gurnei J.J., Harziz J.W. Associated chemical and carbon isotopic composition in diamonds from Finisch and Premier kimberlite, South Africa // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. Vol. 48, N 2. P. 325–342.
14. De Paolo, Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3, N 5. P. 249–252.
15. Domenick M.A., Kistler R.W., Dodge F.C.W., Tatsumoto M. Nd and Sr isotopic study of crustal and mantle inclusions from the Sierra Nevada and implications for batholith perogenesis // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94, N 6. P. 713–719.
16. Dosso L., Murthy V.R. A Nd isotopic study of the Kerguelen islands: inferences on enriched oceanic mantle sources // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48, N 4. P. 268–276.
17. Dupre B., Lambert B., Allegre C.J. Isotopic variations within a single oceanic island: the Ferceira case // Nature. 1982. Vol. 299, N 5816. P. 620–622.
18. Gast P.W. Trace-element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // Geochim. et cosmochim. acta. 1968. Vol. 32. P. 1057–1086.
19. Hart R., Dymond J., Hogan L., Schilling J.G. Mantle plume noble gas component in glassy basalts from Reykjanes Ridge // Nature. 1983. Vol. 305, N 5933. P. 403–407.
20. Hennecke E.W., Manuel O.K. Noble gases in an Hawaiian xenolith // Ibid. 1975. Vol. 257, N 5529. P. 778–780.
21. Herzberg C.T. Chemical stratification in silicate Earth // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67, N 2. P. 249–260.
22. Hofman A.W., White W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust // Ibid. 1982. Vol. 57, N 2. P. 421–435.
23. Jagouts E., Spettel B., Wänke H., Dowson B. Identification of early differentiation processes on the Earth // Meteoritics. 1983. Vol. 18, N 4. P. 319–320.
24. Javoy M., Pineau F., Demoiŕffe D. Nitrogen and carbon isotopic composition in the diamonds of Mbiji Maji (Zaire) // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68, N 3. P. 399–412.

25. Kaneoka I., Takaoka N. Rare-gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: constraint on genetic relationships // *Science*. 1980. N 4450. P. 1366–1368.
26. Kaneoka I., Takaoka N., Aoky K. Rare gases in mantle-derived rocks and minerals // *Terrestrial rare gases* / Ed. E.C. Alexander, H. Ozima, Tokyo, 1978. P. 71–83.
27. Kaneoka I., Takaoka N., Clague D.A. Noble-gas systematics for coexisting glass and olivine crystals in basalts and dunit xenolith from Loihi Seamount // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 66, N 1. P. 423–437.
28. Kramers J.D. Lead and strontium isotopes in cretaceous kimberlites and mantle derived xenoliths from S. Africa // *Ibid.* 1977. Vol. 34, N 5. P. 419–431.
29. Kramers J.D. Lead, uranium, strontium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from Southern Africa // *Ibid.* 1979. Vol. 42, N 1. P. 58–70.
30. Kurz M.D., Jenkins W.J., Hart S.R., Clague D. Helium isotopic variations in volcanic rocks from Loihi Seamount and the Island of Hawaii // *Ibid.* 1983. Vol. 66, N 1. P. 388–406.
31. Kyser T.K., Rison W. Systematics of rare-gas isotopes in basic lavas and ultramafic xenoliths // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87, N 7. P. 5611–5630.
32. McCulloch M.T., Arculus R.J., Chappell B.W., Ferguson J. Isotopic and geochemical studies of nodules in kimberlite have implications for the lower continental crust // *Nature*. 1982. Vol. 300, N 5888. P. 166–169.
33. McCulloch M.T., Jagues A.L., Nelson D.R., Lewis J.D. Nd and Sr isotopes in kimberlites from Western Australia: an enriched mantle origin // *Ibid.* 1983. Vol. 302, N 5907. P. 400–403.
34. Melton C.E., Giardini A.A. The isotopic composition of argon included in an Arkansas diamond and its significance // *Geophys. Res. Lett.* 1980. Vol. 7, N 6. P. 461–464.
35. Menzies M., Murthy V.R. Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implication for local heterogeneities in metasomatically veined mantle // *Earth. and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 46, N 4. P. 323–334.
36. Ozima M., Zashu S. Primitive helium in diamonds // *Science*. 1983. Vol. 219, N 4588. P. 1067–1068.
37. Ozima M., Zashu S., Niton O. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio, noble gas abundances and K–Ar dating of diamonds – an attempt to search for the records of early terrestrial history // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1983. Vol. 47, N12. P. 2217–2224.
38. Patchett J., White W.M. Hf–Nd–Sr isotopes and incompatible element abundances in island arc: implications for magma origins and crust-mantle evolution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67, N 2. P. 167–185.
39. Richardson S.N., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W. Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature*. 1984. Vol. 310, N 5794. P. 198–202.
40. Smith C.B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of Southern African cretaceous kimberlites // *Ibid.* 1983. Vol. 304, N 5921. P. 51–54.
41. Staudacher T., Allegre C.J. Terrestrial xenology // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60, N 5. P. 389–406.
42. Tatsumoto M. Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution // *Ibid.* 1978. Vol. 38, N 1. P. 63–87.
43. Tolstikhin I.N., Mamyrin B.A., Khabarin L.B., Erlich E.N. Isotope composition of helium in ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of Kamchatka // *Ibid.* 1974. Vol. 22, N 1. P. 75–84.
44. Volmer R. Earth degassing, mantle metasomatism and isotopic evolution of the mantle // *Geology*. 1983. Vol. 11, N 8. P. 452–454.
45. Zartman R.E., Tera F. Lead concentration and isotopic composition in five peridotite inclusions of probable mantle origin // *Earth. and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 20, N 1. P. 54–65.
46. Zindler A., Jagoutz E., Goldstein S. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective // *Nature*. 1982. Vol. 298, N 5660. P. 512–522.

А.И. Поляков

К ВОПРОСУ О СОСТАВЕ АНОМАЛЬНОЙ МАНТИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН БАЙКАЛА И ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Верхняя мантия в пределах континентальных рифтовых зон характеризуется рядом специфических свойств, таких, как повышенный тепловой поток, пониженная плотность, пониженные скорости прохождения сейсмических волн и их быстрое затухание. Все это позволяет говорить о наличии здесь блоков аномальной мантии, объем которых весьма значителен. Например, под Байкальской рифтовой зоной аномальные свойства мантии прослеживаются до границы с ядром, при этом вдоль края Сибирской платформы по северо-западному ограничению рифтовой зоны плоскость раздела нормальной и аномальной мантии близка к вертикальной. Кровля ее достигает подошвы земной коры и постепенно погружается в юго-восточном направлении [1, 2].

С процессом рифтогенеза тесно связаны явления вулканизма. Расплавы, генерирующиеся в рифтовых зонах, носят главным образом мантийный характер, поэтому изучение химического состава мантийного субстрата, т.е. вещества аномальной мантии, — весьма актуальная задача. На примере двух континентальных рифтов Кенийского (Восточная Африка) и Байкальского (включая Токинский Становик) нами сделана попытка охарактеризовать мантийное вещество в пределах этих структур. Кенийская и Байкальская рифтовые зоны сходны по ряду особенностей строения и формирования [3]. Обе они являются активными эпплатформенными структурами. Сходны и составы вулканических пород, но объекты вулканических продуктов разлагаются на порядок. Интенсивный вулканизм Кенийского рифта, где общий объем вулканитов оценивается в ~ 150 тыс. км³ [4], противопоставляется спорадическим проявлениям вулканической активности в пределах Байкальского рифта (~ 6 тыс. км³) [5]. Количество расплава в пределах астеносферного слоя также различается, хотя и не так резко, и оценивается соответственно в 10 и 5% [3].

Информация о химическом составе вещества верхней мантии получается при исследовании включений ультраосновного состава, регулярно содержащихся в рифтовых вулканитах повышенной основности и щелочности, таких, как оливиновые меланфелиниты, базаниты и щелочные оливиновые базальты. Эти разности распространены в Кенийской и Байкальской рифтовых зонах, они соответствуют первичным мантийным выплавкам дифференцированных серий различной щелочности. Включения ультраосновного состава представлены породами фаций шпинелевых и гранатовых перидотитов, среди которых отмечаются лерцолиты, верлиты, гарцбургиты, перидотиты, клино- и ортопироксениты. Кроме главных породообразующих минералов (оливин, клино- и ортопироксен, гранат, шпинель), в их составе отмечаются такие акцессорные минералы, как керсутит, флогопит, апатит. В некоторых разностях количество этих

минералов возрастает, и они становятся породообразующими. Наличие подобных включений свидетельствует о широком проявлении процессов мантийного метасоматоза, преобразующего мантийный субстрат. Геологические наблюдения указывают на присутствие в одном лавовом потоке нодулей различного состава.

Термобарометрические исследования показывают, что включения представляют вещество верхней мантии в определенном интервале глубин между ее кровлей, находящейся на уровне 30–40 км для описываемых рифтовых зон, и уровнем ~150 км для Кенийского рифта [6] и ~70 км для Балтийского рифта [7]. Термобарометрические данные, полученные на основании излучения химического состава минералов, позволяют построить геотермы, характеризующие наряду с данными по тепловому потоку термическое состояние аномальной мантии. Подобные исследования проведены нами ранее для Байкальской рифтовой зоны [7] и вместе с расчетами по опубликованным химическим анализам орто- и клинопироксенов, сосуществующих с гранатами из включений в вулканитах Кенийского рифта [6, 8–10], дают возможность сравнить геотермы этих рифтовых зон (рис. 1). При расчетах использовались главным образом геотермометр [11] и геобарометры [12, 13]. Приведенные построения указывают на сходство геотерм Кенийской и Байкальской рифтовых зон, которые резко отличаются от геотермы щитов, являются более "горячими" по сравнению с океанической геотермой и образуют семейство рифтовых геотерм вместе с Рейнским грабеном и Рио-Гранде. Необходимо отметить, что часть образцов гранатовых перидотитов вулкана Лешейн (Северная Танзания) [6] попадает на геотерму щитов. Вероятно, они представляют собой реликтовые участки верхней мантии, сохранившие P - T характеристики вещества до начала рифтогенеза.

Изображенное на рис. 1 положение геотерм увязывается с петрохимическим характером развитых в перечисленных рифтовых зонах серий вулканических пород. Рейнский грабен, где развиты наименее насыщенные кремнеземом щелочные ассоциации вулканитов, характеризуется наиболее "холодной" геотермой в рассматриваемом ряду структур. Для рифта Рио-Гранде с наиболее "горячей" геотермой свойственны наименее насыщенные SiO_2 вулканиты, для которых отмечаются явления гибридности материалом земной коры. В Кенийском и Байкальском рифтах, геотермы которых занимают на рис. 1 промежуточное положение между кривыми Рейнского грабена и Рио-Гранде, развиты как резко недосыщенные кремнеземом серии (оливиновый меланефелит-фонолит), так и умеренно щелочные (щелочной оливиновый базальт – фонолит или трахит – либо щелочной риолит).

Химические анализы на главные петрогенные элементы ультраосновных включений в вулканитах Кенийской и Байкальской рифтовых зон обобщены в ряде работ [9, 17, 18] и проделаны нами (табл. 1). Приведенные данные указывают на различие составов ультрабазитов этих структур. Ультрабазиты Кенийского рифта представлены перидотитами. Они заметно беднее лерцолитов Байкала глиноземом и кальцием. Не исключено, что последние относятся к менее глубинной фации мантии, но возможно также, что они представляют менее истощенный мантийный субстрат, характеризующийся повышенными содержаниями клино-

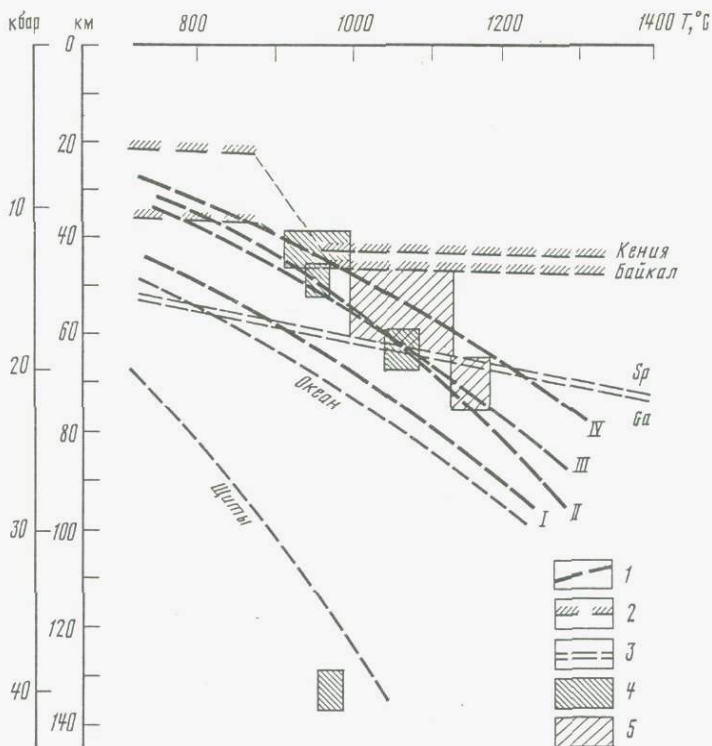


Рис. 1. Расчетные геотермы континентальных рифтовых зон

I – геотермы: *I* – Рейнский грабен [14], *II* – Кенийский рифт, *III* – Байкальский рифт, *VI* – рифт Рио-Гранде [15]; 2 – положение границы Мохо под рифтовыми впадинами (слева) и присводовыми поднятиями (справа); 3 – границы фаций гранатовых и шпинелевых лерцолитов по [16]; 4 – *P-T* условия формирования глубинных включений для Кенийского рифта по данным анализов [6, 8, 9, 10]; 5 – *P-T* условия формирования глубинных включений Байкальского рифта [7]

пироксена. Об этом же свидетельствует постоянное наличие среди включений Байкальского региона пироксенитов. Имеется сходство между составом включений Байкальского рифта и наименее деплетированными образцами из рифта Рио-Гранде [19]. Их аналоги известны и среди лерцолитов океанического дна [20] и океанических островов (Гавайи) [19]. Перидотитовые включения Кенийского рифта более сходны с гарцбургит-лерцолитовой ассоциацией океанов [20]. Имеются их аналоги и среди наиболее обедненных выплавками нодулей Рио-Гранде [19]. Приведенный анализ флогопит-керсутитового пироксенита дает возможность проиллюстрировать особенности метасоматического изменения мантийного субстрата с существенным обогащением его щелочами, титаном, железом. Сведения по содержанию второстепенных элементов в ультраосновных включениях более ограничены, однако именно эти элементы являются наиболее чувствительными индикаторами, характеризующими степень истощенности или обогащенности материала мантии. Имеющиеся в нашем распоря-

Таблица 1

Химические анализы ультраосновных включений в вулканических породах Кенийской и Байкальской рифтовых зон (в мас.%)

Окислы	Кенийский рифт		Байкальский рифт				
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,7	42,3	43,56	44,9	44,47	50,9	40,43
TiO ₂	0,07	0,06	0,16	0,11	0,11	0,64	5,36
Al ₂ O ₃	1,63	0,43	3,25	3,57	2,32	6,91	16,98
Fe ₂ O ₃	0,88	1,04	2,02	0,64	0,81	0,67	8,17
FeO	6,00	6,14	7,15	7,28	7,30	9,35	1,59
MnO	0,13	0,12	—	0,12	0,15	0,17	0,07
MgO	44,5	47,7	40,09	39,84	41,52	23,79	12,63
CaO	1,09	0,58	2,67	2,70	1,95	6,50	11,06
Na ₂ O	0,12	0,10	0,31	0,04	0,21	0,60	1,59
K ₂ O	0,09	0,03	0,08	0,06	0,13	0,13	2,24
H ₂ O ⁺	0,30	0,23	—	0,14	0,17	0,17	0,29
Сумма	98,51	98,73	99,29	99,40	99,16	98,84	100,41

Примечание. 1 — гранатовые перидотиты, Кенийский рифт, вулкан Лешейн (ср. из 8 ан.) [17]; 2 — шпинелевый перидотит, там же (ср. из 8) [17]; 3 — шпинелевый перцолит, Байкальский рифт (ср. из 68) [18]; 4 — шпинелевый перцолит, хр. Удокан, обр. 13359; 5 — шпинелевый перцолит, Токинский Становик (ср. из 7); 6 — пироксенит, хр. Удокан, обр. 13361; 7 — флогопит-керсутитовый пироксенит, Токинский Становик, обр. 14006. Анализы 4–7 — аналитик Н.А. Коровкина (ГЕОХИ АН СССР), рентгеноструктурный метод.

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в ультраосновных включениях (в г/т)

Элементы	1	2	3	4	5	6
La	1,87	0,76	0,96	0,59	0,51	0,7
Ce	4,95	2,03	2,87	0,64	3,4	1,6
Nd	1,90	2,32	1,61	—	0,63	1
Sm	0,35	0,73	0,29	0,075	0,11	0,31
Eu	0,11	0,27	0,09	0,024	0,03	0,1
Gd	0,38	0,95	0,48	—	—	~0,4
Tb	—	—	—	—	—	0,08
Dy	0,20	1,10	0,30	—	—	0,5
Ho	—	—	—	—	—	0,14
Er	—	0,67	0,12	—	—	0,4
Yb	0,07	0,80	—	0,047	0,02	0,50
Lu	0,01	0,11	0,02	0,008	—	0,10

Примечание. 1–5 — Кенийская рифтовая зона: 1, 2 — гранатовые перидотиты [21], 3 — гранатовый перидотит с флогопитом [21], гранат-шпинелевый гарцбургит [8], 5 — шпинелевый перидотит [21]; 6 — шпинелевый перцолит, Байкальская рифтовая зона, хр. Удокан, обр. 13359, аналитик Г.А. Колесов (ГЕОХИ АН СССР), нейтронно-активационный метод.

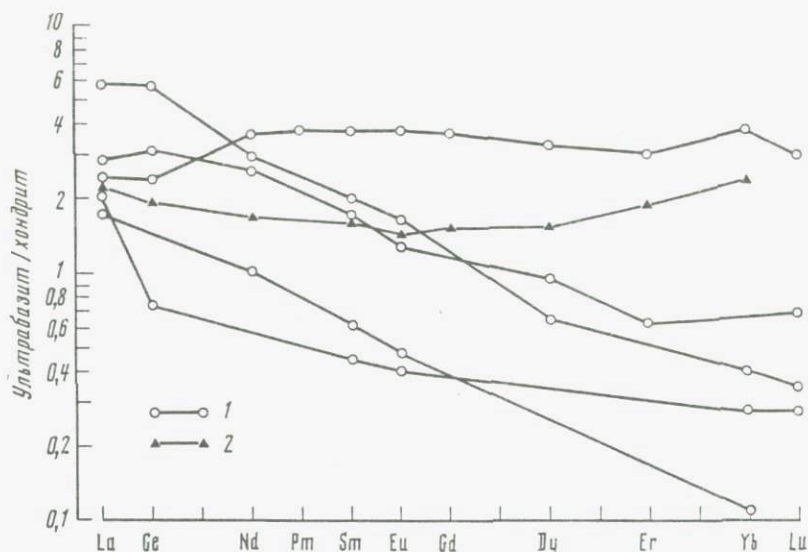


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в ультраосновных включениях по данным табл. 2

1 – Кенийский рифт [17]; 2 – Байкальский рифт

жении литературные данные и материалы собственных определений сведены в табл. 2 и 3.

Приведенные составы редкоземельных элементов обнаруживают широкие вариации (рис. 2). Для Кенийской рифтовой зоны преобладает тип распределения с обогащением легкими редкоземельными элементами, подобный вмещающим базальтам. Гранатовые лерцолиты обычно богаче редкоземельными элементами, чем шпинелевые. Для одного из образцов гранатового лерцолита Лешейна получен нефракционированный тип распределения редкоземельных элементов с содержаниями, в 3–4 раза превышающими хондритовые. Аналогичен ему спектр редких земель шпинелевого лерцолита хр. Удокан, но с меньшим обогащением (1,5–2 раза). Последний почти полностью идентичен (за исключением Yb и Lu) составу примитивной мантии, приведенному в работе [22]. Составы кенийских включений по легким редким землям близки к этому составу или богаче его, что возможно объяснить процессами мантийного метасоматоза [8]. Наличие среди мантийных образцов составов, обогащенных редкими землями, позволяет объяснить наблюдаемые особенности распределения этих элементов в рифтовых базальтах и базальтоидах, характеризующихся повышенными их содержаниями с резким преобладанием легких TR.

Содержания ряда второстепенных элементов (табл. 3) обнаруживают широкие вариации. Целесообразно рассмотреть состав ультраосновных включений в сравнении с составом необедненной мантии по данным [22–24]. Нормализованные по этой величине цифры содержаний отдельных элементов приведены на рис. 3, где химические элементы расположены в порядке возрастания коэффициентов распределения между расплава-

Таблица 3

Содержания отдельных элементов в ультраосновных включениях и необедненной мантии (в г/г)

Элементы	Кенийская рифтовая			Байкальская рифтовая зона				Необедненная мантия*
	1	2	3	4	5	6	7	
K	750	580	250	500	1080	1080	18600	440
Rb	3,6	—	1,7	1,2	1,0	—	2,8	0,81
Sr	15	—	11	9,9	17	24	820	28
Ba	—	—	—	—	22	15	900	6,9
La	—	0,59	—	0,7	—	—	—	0,50
Yb	—	0,047	—	0,5	—	1,2	1,05	0,34
Y	0,9	—	0,6	—	—	5	12,5	4,6
Ti	420	300	360	660	650	280	32400	1300
Zr	4,6	—	3,8	1,0	—	13	50	11
Hf	—	0,13	—	0,35	—	—	—	0,35
Th	—	0,17	—	—	—	—	0,8	0,094
U	—	—	—	—	—	—	0,1	0,026
Nb	1,4	—	1,2	—	—	—	19	0,9
Ta	—	—	—	0,2	—	—	—	0,04
P	—	—	—	210	420	270	340	387
Au**	—	0,37	—	1,0	—	1,6	—	0,5
Sc	—	6,4	—	15	—	22	49	17
Zn	—	30	—	49	35	64	45	50
Cu	—	—	—	25	26	105	86	28
V	—	—	—	140	56	230	880	77
Co	—	103	—	110	142	72	66	105
Ni	2840	2420	3230	2500	2650	640	420	2100
Cr	3330	2970	1900	3500	2900	1850	370	3140

*По данным работы [23], La, Yb — по [22], P — по [24].

** В л · 10⁻⁷%.

Примечание. 1 — гранатовый перидотит (ср. из 8) [21]; 2 — гранат-шпинелевый гарцбургит [8]; 3 — шпинелевый перидотит (ср. из 8) [21]; 4 — шпинелевый лерцолит, хр. Удокан, обр. 13359; 5 — шпинелевый лерцолит, Токинский Становик (ср. из 7); 6 — клинопироксенит, хр. Удокан, обр. 13361; 7 — флогопит-керсутитовый клинопироксенит, Токинский Становик, обр. 14006. Образцы Байкальской рифтовой зоны — по материалам автора (анализы выполнены в ГЕОХИ АН СССР). Аналитики: Cr, Ni, Co, Zn, Cu, Sr, Ba, Rb — Э.М. Седых, Э.И. Тихомирова (атомная абсорбция); Cr, Ni, Co, Cu, V, Sr, Ba — С.М. Черногорова (квантометрия); Y, Yb, Zr, Nb, Sc, P — Е.Н. Савинова, О.А. Вахрушева (количественный спектральный); La, Na, Hf — Г.М. Колесов (нейтронно-активационный); K, Ni, P — Н.А. Коровкина; U, Th — О.П. Собиринов γ -спектрометрия); Au — Г.Н. Аношин (ИГиГ СО АН СССР), нейтронно-активационный.

ми и мантийной матрицей. Отмечаются значительные вариации составов для отдельных образцов. Имеются значения как выше, так и ниже принимаемого мантийного уровня. Для Кенийской рифтовой зоны гранатовые перидотиты обогащены несовместимыми элементами по сравнению со шпинелевыми. Содержание несовместимых элементов возрастает от лерцолитов к пироксенитам и метасоматически измененным разновидностям ультрабазитов. Образец флогопит-керсутитового пироксенита показы-

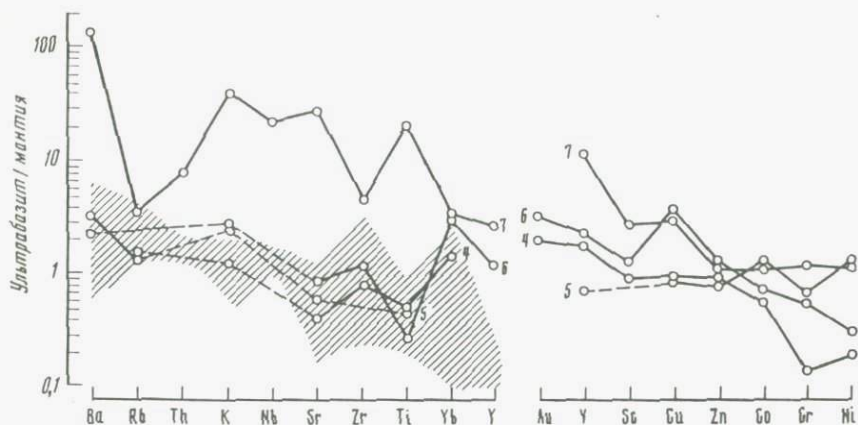


Рис. 3. Распределение второстепенных элементов в ультраосновных породах из включений по данным табл. 3

Заштрихованная область — пределы колебания составов в ультрабазитах Кенийского рифта по [8, 17, 21]. Цифры соответствуют номерам колонок в табл. 3

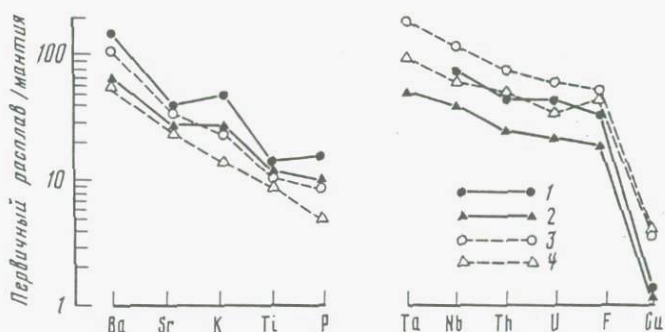


Рис. 4. Распределение отдельных элементов в первичных мантийных вылавках Кенийского и Байкальского рифтов по данным табл. 4; нормализующие значения — по табл. 3

1 — оливиновые меланефелиты Байкальского рифта; 2 — щелочные базальты, там же; 3 — оливиновые меланефелиты Кенийского рифта; 4 — щелочные оливиновые базальты, там же

вает максимальное обогащение этими элементами. Вероятно, что именно эти участки мантии являются источниками редких элементов при процессах плавления. Они обогащены также золотом, медью и такими элементами семейства железа, как ванадий и скандий. Приведенные данные свидетельствуют об обогащенности блоков мантии под рифтовыми зонами большинством несовместимых элементов.

Количество образцов ультраосновных включений Кенийской и Байкальской рифтовых зон, в которых изучено распределение редких элементов, в настоящее время невелико и не позволяет судить о систематических различиях в составе мантийного субстрата. Однако можно попытаться найти подобные различия, сравнивая составы первичных недифферен-

Таблица 4

Средние содержания отдельных элементов в первичных мантийных выплавках Кенийской и Байкальской рифтовых зон (в г/т)

Элементы	Кенийская рифтовая зона		Байкальская рифтовая зона	
	1	2	3	4
K	11 600	6 640	22 400	12 450
Ba	740	410	1 000	450
Sr	960	730	1 100	870
Ti	15 000	13 800	19 200	15 000
Nb	110	66	70	38
Ta	8	4	—	2,4
Th	8,2	5,6	5	2,6
U	1,8	1,0	1,5	0,6
Cu	110	120	55	43
F	1 100	900	620	390
P	3 500	2 100	6 300	4 200

Примечание. 1 — оливиновые меланефелиниты; 2 — щелочные оливиновые базальты; 3 — оливин-лейцитовые меланефелиниты; 4 — щелочные оливиновые базальты. 1, 2 — по [25], 3, 4 — по данным автора (методы определения см. в табл. 3).

цированных мантийных выплавках. К ним относятся оливиновые меланефелиниты и щелочные оливиновые базальты, развитые в обеих рифтовых зонах. Такое допущение сделано на основании ряда признаков: высокое содержание Ni ($> 150 \cdot 10^{-4} \%$), $Mg/Mg + 0,9 Fe^*$ (атом.колич.) $> 0,6$, наличие фенокристов магнезиального оливина ($FO > 85$) и др. Приведенные в табл. 4 данные по содержанию ряда второстепенных элементов в недифференцированных составах указывают на систематические различия по ряду второстепенных элементов. И оливиновые меланефелиниты, и щелочные оливиновые базальты Кенийской рифтовой зоны регулярно богаче аналогичных пород Байкальской рифтовой зоны Nb, Ta, Th, U, F, Cu, но беднее Ba, Sr, K, Ti, P. Графически эта закономерность иллюстрируется рис. 4, где, как и на предыдущем рисунке, содержания нормированы по составу необедненной мантии. При сходстве описываемых рифтовых зон по условиям плавления, что подтверждается близостью их геотерм (см. рис. 1) и однотипностью возникающих расплавов по главным петрогенным элементам, такие различия можно объяснить только разным содержанием перечисленных элементов в мантийном источнике расплавов. Подобные факты позволяют ставить вопрос о металлогенической специализации отдельных крупных блоков верхней мантии в отношении ряда химических элементов.

Приведенные выше цифры по содержанию отдельных элементов в ультраосновных включениях характеризуют вещество верхней мантии в широком диапазоне давлений, причем часть включений находится непосредственно вблизи зоны магмаобразования (фашия гранатовых перидотитов), тогда как другие располагаются выше в пределах фашии шпинелевых лерцолитов. Но в целом состав ультраосновных включений характеризует особенности химизма крупных блоков мантии в активной зоне рифтогенеза. Нам представляется наиболее реальной модель мантии, гете-

рогенной в пределах небольших блоков, где на фоне истощенного перидотитового и лерцолитового субстратов присутствуют обогащенные несоместимыми элементами участки пироксенитового, вебстеритового и верлитового составов. Наличие подобных участков вместе с развитием зон плавления и обуславливает существование в областях рифтогенеза мантии, аномальной как по физическим свойствам, так и по химическому составу.

Автор признателен Н.С. Муравьевой за термобарометрические расчеты по Кенийской рифтовой зоне.

Литература

1. Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Глубинные сейсмические исследования в зоне Байкальского рифта // Достижения и проблемы современной геофизики. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. С. 97–103.
2. Рогожина В.А. Некоторые особенности строения верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями // Роль рифтогенеза в геологической истории земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 41–47.
3. Логачев Н.А., Зорин Ю.А., Рогожина В.А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон) // Геотектоника. 1983. № 2. С. 3–15.
4. Baker V.H., Mohr P.A., Williams L.A.J. The geology of the Eastern Rift System of Africa // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1972. Vol. 136. P. 67.
5. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
6. Reid A.M., Donaldson C.H., Ridley W.I., Dawson J.B. Mineral chemistry of peridotite xenoliths from the Lashaine Volcano, Tanzania // Phys. and Chem. Earth. 1975. Vol. 9. P. 525–543.
7. Поляков А.И., Турков В.А., Муравьева Н.С., Несмеянова Л.И., Игнатенко К.И. Физико-химические условия процессов выплавления и эволюции магм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1985. № 1. С. 41–58.
8. Basaltic volcanism on the terrestrial planets. N.Y.: Pergamon press, 1981. 1286 p.
9. Suwa K., Yusa Y., Kishida N. Petrology of peridotite nodules from Central Kenya // Phys. and Chem. Earth. 1975. Vol. 9. P. 273–286.
10. Johnes A.P., Smith J.V., Dawson J.B., Hansen E.C. Metamorphism of garnet-scapolite-kyanite granulite xenoliths from Lashaine, Tanzania // J. Geol. 1983. Vol. 91, N 2. P. 143–165.
11. Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex system // Contribs Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 62, N 2. P. 129–139.
12. Ньютон Р.С. Использование термодинамики в геотермометрии и геобарометрии перидотитов // Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979. С. 108–116.
13. Lane L., Ganguly J. Alumina solubility in orthopyroxene // J. Geophys. Res. B. 1980. Vol. 85, N 12. P. 6963–6972.
14. Fuchs K., Wedepohl K.H. Relation of geophysical and petrological models of upper mantle structure of Rheinisch Massiv // Plateau Uplift / Ed. K. Fuchs et al. Berlin; Heidelberg: Springer, 1983. P. 352–363.
15. Бридуэлл Р.Дж. Рифт Рио-Гранде и диапировый механизм континентального рифтогенеза // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 226–232.
16. O'Neil H.S. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use as a geobarometer // Contribs Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 77, N 2. P. 185–194.
17. Rhodes J.M., Dawson J.B. Major and trace-element chemistry of peridotite inclusions from the Lashaine Volcano, Tanzania // Phys. and Chem. Earths. 1975. Vol. 9. P. 545–557.
18. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Розинов М.И., Багдасаров Э.А. Петрология и геохимия кайнозойских базальтов и глубинных включений // Комп-

- лексные исследования Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981. С. 5–86.
19. Reid J.B., Woods G.A. Oceanic mantle beneath the Southern Rio Grande Rift // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41, N 3. P. 303–316.
 20. Дмитриев Л.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. Состав верхней мантии // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 403–419.
 21. Ridley W.J., Dawson J.B. Lithophile trace-element data bearing on the origin of peridotite xenoliths, ankaramite and carbonatite from Lashaine Volcano, Tanzania // Phys. and Chem. Earth. 1975. Vol. 9. P. 559–569.
 22. Taylor S.R. Refractory and moderately volatile element abundances in the Earth, Moon and meteorites // Proc. 11 th Lunar. and Planet. Sci. Conf. 1980. Vol. 1. P. 333–348.
 23. Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. et al. The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultrapotassic modules // Proc. 10 th Lunar and Planet. Sci. Conf. 1973. N 2. P. 2031–2050.
 24. Anderson D.L. Chemical composition of the mantle // J. Geophys. Res. B. Suppl. 1983. Vol. 88. P. 41–52.
 25. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 111. С. 5–194.

УДК 550.93

Е.Р. Друбейцкой, А.Ф. Грачев

БАЗАЛТЫ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ КСЕНОЛИТЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ. ИЗОТОПИЯ ГЕЛИЯ И АРГОНА

ВВЕДЕНИЕ

С момента открытия первичного гелия в Земле [9, 13] геологи получили уникальный изотопный критерий, позволяющий судить не только о происхождении спонтанных газовых струй или гидротерм, но и о природе летучих, заключенных в кристаллической решетке и газовой-жидких включениях твердого вещества Земли. Уникальность изотопной гелиевой метки определяется, с одной стороны, широким диапазоном вариаций отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (в дальнейшем будем обозначать это отношение R) в земных объектах различного происхождения (от $\sim 10^{-8}$ в радиогенном гелии древних пород коры до $\sim 10^{-4}$ в газовой-жидких включениях в алмазах), с другой — диссипацией гелия в космическое пространство и связанной с этим явлением низкой степени контаминации изучаемых объектов атмосферным гелием.

Если на начальных этапах изотопно-гелиевого изучения пород и минералов исследователей интересовал в основном вопрос "мантийного" или "корового" источника летучих [11, 12], то в дальнейшем внимание было обращено к попыткам решения глобальных задач, связанных с установлением изотопных характеристик различных участков мантии. В силу своей высокой подвижности благородные газы (особенно гелий) должны быть достаточно хорошо перемешаны, по крайней мере в пределах одного резервуара. Сейчас достаточно надежно установленным можно считать факт существования больших участков мантии под срединно-океаническими хребтами (деплементированная мантия MORB), для типичных представителей ко-

торой (стекла толеитовых базальтов) получено удивительно постоянное значение $R \sim 1 \cdot 10^{-5}$ [15, 24]. Несколько более высокими значениями $R (\sim 3 \cdot 10^{-5})$ характеризуются щелочные базальты, однако и для них существенную роль может играть контаминация гелием из менее глубинного источника [23].

По-видимому, самым "примитивным", характеризующим наиболее глубинный магматический очаг, следует считать гелий, заключенный в фенокристах современных лав Гавайских вулканов. Так, отношение R в фенокристах оливина и клинопироксена из лав Килауэа и Капухо достигает $\sim 6 \cdot 10^{-5}$ [21] и может рассматриваться как характеристика "необедненного" мантийного резервуара¹. Отметим, что отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ в этих образцах лишь немного превышает атмосферное (~ 400), в то время как мантия типа MORB отличается существенно радиогенным аргоном (${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \sim 20000$) [14].

Какое место занимают ультраосновные ксенолиты в этом ряду изотопно-гелиевых характеристик? Первые данные по изотопному составу гелия в ультраосновных ксенолитах щелочных базальтов были получены И.Н. Толстихиным с соавторами [27] и не превышали $\sim 1 \cdot 10^{-5}$. Дальнейшие исследования подтвердили, что максимальные отношения R в ультраосновных ксенолитах практически не выходят из области, свойственной для MORB (ксенолиты Гавай, некоторые лерцолиты Большого Каньона США и др.) [18, 19, 22–24]. В большинстве известных ультраосновных ксенолитов других регионов (Южная Африка, Камчатка, Мексика) встречается гелий с более низким, вплоть до атмосферного, отношением R и ниже [20].

Таким образом, анализ литературных данных указывает на существование по крайней мере двух мантийных резервуаров с характерными изотопно-гелиевыми метками: дегазированная верхняя мантия типа MORB ($R \approx 1 \cdot 10^{-5}$) и слабо дегазированная мантия "горячих точек" с более примитивным соотношением изотопов гелия ($R \approx 6 \cdot 10^{-5}$). В статье Л.К. Левского и Е.Р. Друбецкого (см. наст. сб.) показано, что для Земли в целом все разнообразие изотопно-гелиевых отношений в конечном итоге может быть обусловлено смещением резервуара типа PLUME и радиогенного гелия земной коры. Ультраосновные ксенолиты и вмещающие их щелочные базальты несут при этом информацию о принадлежности заключенных в них газов (в данном случае гелия) к тому или иному типу мантийного резервуара.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

Исследованные образцы ксенолитов найдены нами в базальтах хребтов Удокан и Хамар-Дабан, которые расположены на двух противоположных флангах Байкальской рифтовой зоны: северо-восточном и юго-западном. Развитие вулканизма этих районов существенно различается как по времени его проявления, так и по составу излившихся лав [3, 7].

¹Из рассмотрения исключены алмазы, в которых найден гелий с изотопными характеристиками, близкими к "солнечному" типу. Этот вопрос рассматривается в статье Л.К. Левского, Е.Р. Друбецкого "Геохимия первичных и радиогенных изотопов в глубинных ксенолитах" (см. наст. сб.).

В хр. Удокан ультраосновные ксенолиты (обр. 625/4з и 625/4к) были впервые обнаружены в районе оз. Куас в щелочных оливиновых базальтах [4], K—Ag возраст которых $5,0 \pm 1,0$ млн. лет (определение М. Аракелянц), а по данным [1] — 9—14 млн. лет. Биостратиграфические данные, полученные на основе изучения 5 горизонтов подбазальтовых осадочных пород, не согласуются с результатами изотопного датирования и говорят о более молодом возрасте лав (не древнее начала плейстоцена) [3, 7].

В хр. Хамар-Дабан ксенолиты (обр. 826 и 978) были обнаружены впервые в 1974 г. в жерле вулкана Тумбусун-Дулга в верховьях р. Тумусун, затем в 1977 и 1984 гг. были проведены детальные исследования по сбору представительной коллекции образцов. Оказалось, что здесь все ксенолиты распадаются на две группы: шпинелевых лерцолитов, которые составляют не менее 95% всех изученных образцов, и коровых. Среди последних явно преобладают кумулятивные габбро.

Возраст базальтов хр. Хамар-Дабан ранее обычно рассматривался как миоценовый, по аналогии с базальтами танхойской свиты Тункинской впадины. Находка М.Е. Медведева миоценовой флоры в осадках под базальтами Маргасанской сопки подтвердила такое заключение. Однако впоследствии нами были найдены подбазальтовые отложения, возраст которых на основе спорово-пыльцевых комплексов, изученных В.А. Беловой, оказался не древнее начала плиоцена (район оз. Лосиное, гора Урундучи и др.). Данные о возрасте базальтов, непосредственно вмещающих ксенолиты в районе вулкана Тумбусун-Дулга, нет; они могут быть и миоценовыми, и плиоценовыми.

По модальному и валовому химическому составу ультраосновные ксенолиты идентичны — они относятся к фации шпинелевых лерцолитов (группа Ст-диопсидов). Значение имеющихся вариаций в составе породообразующих минералов (оливин, диопсид, энстатит и шпинель) изученных ксенолитов остается неясным прежде всего ввиду несравнимости имеющихся данных: около 100 ксенолитов из базальтов вулкана Тумбусун-Дулга и единичные образцы из жерла вулкана в районе оз. Куас (хр. Удокан). Поэтому более важно подчеркнуть различие в составе вмещающих базальтов, которые существенны для интерпретации данных по изотопии Ne и Ag в базальтах и ксенолитах Байкальской рифтовой зоны.

Принципиальное различие в составе базальтов юго-западных и северо-восточных флангов Байкальской рифтовой зоны заключается в том, что первые характеризуются феннеровским трендом дифференциации, а вторые — боузовским трендом и относятся к субщелочной и щелочной сериям соответственно.

Базальты Тункинского рифта, куда входит и хр. Хамар-Дабан, по результатам факторного анализа имеют много общих петрохимических особенностей, сближающих их с базальтами серии трап Эфиопии и самой северной окочности Афара; на факторной диаграмме они занимают промежуточное положение между толейтовыми и щелочными базальтами Исландии [3, 7].

Базальты Чарского рифта, куда входит и хр. Удокан, в целом неотличимы от базальтов океанических островов; они являются частью единой дифференцированной контрастной серии, в развитии которой существенную роль играло кристаллизационное фракционирование первичных расплавов (с формированием промежуточных очагов).

ИЗОТОПИЯ ГЕЛИЯ¹

КСЕНОЛИТЫ ХР. ХАМАР-ДАБАН

Данные по валовому определению изотопного состава гелия в образцах шпинелевых лерцолитов 978 и 826 (табл. 1) показали, что заключенный в них гелий тождествен характерному для дегазированной мантии типа MORB (рис. 1). Для сравнения на рис. 1 приведена область, куда попадают данные по изотопии гелия в ультраосновных ксенолитах Гавайских островов [19], Большого Каньона (штат Аризона) и Центрального Французского массива [24]. Видно, что полученные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ для хр. Хамар-Дабан несколько ниже Гавайских, однако в обр. 826 и в оливине из лерцолита 978 практически совпадают с ними. Различие может быть связано с незначительной добавкой радиогенного гелия, накопившегося в ксенолитах за счет распада U и Th за время их жизни после выноса к поверхности. В оливине, для которого характерно меньшее содержание U и Th, эта добавка практически не сказалась. Изотопный состав гелия ультраосновных ксенолитов Камчатки [27], Южной Африки, Новой Зеландии и Мексики [24] оказывается существенно более низким (см. рис. 1).

Интересно отметить, что изотопный состав гелия в ксенолитах хр. Хамар-

Таблица 1

Концентрация и изотопный состав гелия в ультраосновных ксенолитах и вмещающих базальтах Байкальской рифтовой зоны

Номер образца, порода	$^4\text{He} \times 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$	$(^3\text{He}/^4\text{He}) \times 10^{-6}$
<i>хр. Хамар-Дабан</i>		
978, шпинелевый лерцолит	10	$8 \pm 1,5$
826, шпинелевый лерцолит	5	12 ± 2
978, оливин*	10	10 ± 2
978, пироксен*	10	7 ± 2
978/1д, базальт	40	$1,4 \pm 0,2$
978/1е, базальт	120	$1,2 \pm 0,2$
956, базальт	14	$0,2 \pm 0,1$
965/2, базальт	1800	0,04
<i>хр. Удокан</i>		
625/4з, шпинелевый лерцолит	30	$0,8 \pm 0,2$
625/4к, шпинелевый лерцолит	10	$\sim 0,05$
625/1, базальт	40	$\sim 0,1$
625/3м, базальт	100	$0,5 \pm 0,1$
625/4, базальт	60	$0,3 \pm 0,1$
511/7б, базальт	170	$\sim 0,1$

*Минералы из ксенолитов.

¹ Изотопный анализ гелия был выполнен на магнитно-резонансном массспектрометре МИ-9303 в СКБ аналитического приборостроения НТО АН СССР. Авторы приносят искреннюю благодарность И.Ю. Гудковой, помогавшей в этой работе, а также сотрудникам лаборатории геохимии изотопов ГЕОХИ АН СССР за предоставленную возможность работы на масс-спектрометре.

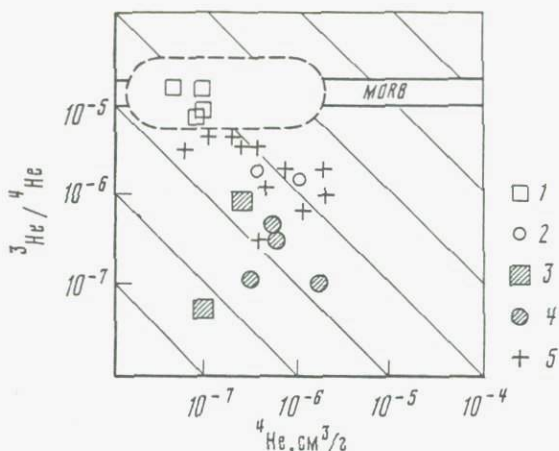


Рис. 1. Изотопы гелия в породах Байкальской рифтовой зоны

1 — ультраосновные ксенолиты хр. Хамар-Дабан; 2 — вмещающие базальты хр. Хамар-Дабан; 3 — ультраосновные ксенолиты хр. Удокан; 4 — вмещающие базальты хр. Удокан; 5 — ультраосновные ксенолиты в базальтах Южной Африки, Камчатки и Мексики. Пунктиром показана область ультраосновных ксенолитов в щелочных базальтах Гавайских островов, Большого Каньона (США), Центрального Французского массива; изолинии показывают концентрации ^3He

Дабан оказался близким и несколько более обнаруженным в гидротермах расположенной рядом Тункинской впадины и воде оз. Байкал, где был обнаружен гелий с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} = 9 \cdot 10^{-6}$ [5, 8], близкий к гелию гидротерм Исландии.

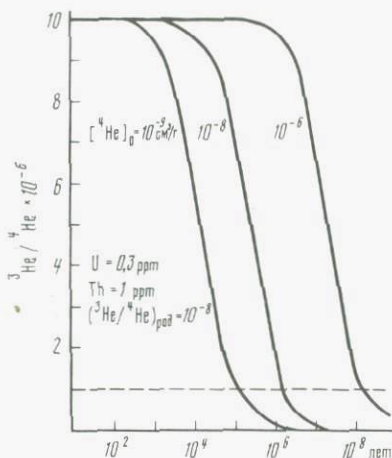
КСЕНОЛИТЫ ХР. УДОКАН

Ксенолиты хр. Удокан (см. табл. 1) характеризуются существенно меньшими изотопными отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ (на порядок величины в лерцолите 625/4з и более чем на два порядка в лерцолите 625/4к (см. рис. 1). Учитывая, что ксенолиты как Удокана, так и Хамар-Дабана почти полностью дегазированы при подъеме к поверхности Земли, а возраст вулканизма примерно одинаков, следует допустить, что наблюдаемое различие было присуще им изначально. Наиболее вероятно, что ксенолиты Удокана были захвачены из менее глубинного, контаминированного радиогенным гелием резервуара. На справедливость такого предположения указывают следующие данные по базальтам.

БАЗАЛЬТЫ

По сравнению с ультраосновными ксенолитами базальты отличаются на порядок меньшими отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$. Такая зависимость наблюдается для базальтов как Удокана, так и Хамар-Дабана (см. табл. 1, рис. 1), хотя в обр. 965/2 получено значительно более низкое, практически радиогенное соотношение изотопов гелия. Содержание ^4He в этом базальте существенно больше, чем во всех остальных, и, по-видимому, связано с повышенным содержанием в нем урана.

Рис. 2. Изменение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в базальтах в зависимости от исходной концентрации ${}^4\text{He}_0$ при содержании $U = 0,3$ г/т, $\text{Th} = 1$ г/т. Видно, что при ${}^4\text{He}_0 = 10^{-8}$ см³/г, ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}_{\text{рад}}$ за время $T \sim 10^6$ лет изотопное отношение уменьшается на порядок от первоначального значения



Объяснение более низких, чем в ксенолитах, отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в исследованных базальтах заключается в существенной роли радиогенного гелия, накопившегося после излияния магмы in situ.

Скорость накопления радиогенного гелия определяется содержанием U и Th и может быть вычислена по формуле, предложенной в работе [14]:

$$C({}^4\text{He}) = 0,2355 \cdot 10^{-12} [U] \cdot [1 + 0,123 (\text{Th}/U - 4)],$$

где $C({}^4\text{He})$ — скорость накопления радиогенного ${}^4\text{He}$, см³/г · год; U, Th — концентрация, г/т. Исходя из средних концентраций U и Th в щелочных базальтах 0,3 и 1 г/т соответственно и принимая отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в магматическом очаге в момент излияния равным $2 \cdot 10^{-5}$ (наблюдаемое в современных лавах), можно рассчитать теоретические кривые, иллюстрирующие процесс изменения первоначального отношения со временем в зависимости от исходной концентрации ${}^4\text{He}_0$ в момент излияния по формуле

$${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = \frac{({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_0 \cdot ({}^4\text{He}_0/{}^4\text{He}_{\text{рад}}) + ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{рад}}}{({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{рад}} + 1},$$

где $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{рад}} = 1 \cdot 10^{-8}$ [25]. Из рис. 2 видно, что при исходной концентрации ${}^4\text{He}_0 \sim 10^{-8}$ см³/г за время $\sim 10^6$ лет изотопное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ уменьшается на порядок величины, что мы и наблюдаем в исследованных базальтах. Из приведенных выше рассуждений следует также и тот важный вывод, что щелочные базальты Хамар-Дабана изначально характеризовались более высокими отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, чем базальты Удокана, — факт, хорошо согласующийся с данными по ксенолитам.

К—Аг д а т и р о в а н и е. Для предыдущих построений существенную роль играет возраст базальтового магматизма изученных регионов, поэтому для некоторых образцов базальтов и ксенолитов было определено содержание радиогенного Ar и рассчитан кажущийся K—Ar возраст. Прежде чем приступить к обсуждению полученных результатов, следует отметить, что вулканыты, не подвергшиеся в дальнейшем посткристаллизационным преобразованиям, считаются благодатным объектом для K—Ar датирования. При этом предполагается, что интервал между моментом образова-

ния и закрытием К—Аг системы мал по сравнению с возрастом вулканитов и что наследованный аргон отсутствует, т.е. произошла полная дегазация и "часы" встали на ноль. Если первое предположение в большинстве случаев справедливо, то второе — как раз наоборот. Пренебрегать оставшимся в породе аргоном, унаследованным от предыдущей стадии развития в глубинах Земли, можно лишь в случае, когда количество "генетического" аргона мало по сравнению с радиогенным Аг, накопившимся *in situ*. Очевидно, что особенно существенным влияние избыточного Аг может быть при датировании молодых вулканических пород. Между тем возможность присутствия избыточного Аг даже не обсуждается в ряде работ, посвященных датированию молодых вулканитов [1], в то время как присутствие избыточного Аг отмечается при датировании вулканитов, время образования которых хорошо известно [17]. Еще в большей степени сказанное относится к ультраосновным ксенолитам. Так, например, К—Аг возраст включений в кислых и щелочных лавах Гавай, излившихся в 1800 г., определен по оливину и пироксену в $3 \cdot 10^6$ лет [16], для кратера Salt Lake (430 тыс. лет), данные по оливину и пироксену, — до $3 \cdot 10^6$ лет [17]. Яркий пример присутствия унаследованного Аг — такие глубинные объекты, как алмазы. Для алмазов из кимберлитовых трубок известного возраста получены К—Аг цифры до $9 \cdot 10^9$ лет [26].

Четким критерием, указывающим на присутствие в вулканических породах (и не только в вулканических!) избыточного Аг, является изотопия гелия. Действительно, энергия активизации гелия существенно меньше, чем аргона, и поэтому если сегодня мы находим в породе сохранившийся после дегазации избыточный ^3He , то это неизбежно означает присутствие и магматогенного, "генетического" аргона. Учитывая сказанное, необходимо с особой осторожностью относиться к интерпретации цифр К—Аг возраста, полученных для вулканитов. Цифры кажущегося К—Аг возраста для некоторых образцов изученной коллекции приведены в табл. 2*. Для базальтов Удокана и Хамар-Дабана получены цифры возраста 5—7 млн. лет. Явно избыточный К—Аг возраст (до $40 \cdot 10^6$ лет) получен для ксенолитов Хамар-Дабана и Удокана (обр. 978, 625/4з). Исключение составляет лишь обр. 625/4к, К—Аг возраст которого совпадает с базальтами. Интересно, что в этом образце практически не содержится избыточного ^3He (см. табл. 1).

Принимая во внимание приведенные выше соображения, К—Аг возраст базальтов Удокана и Хамар-Дабана не превышает $(5-7) \cdot 10^6$ лет. Истинный возраст вулканизма для изученных образцов меньше.

Можно попытаться оценить возможное количество избыточного Аг, основываясь на изотопии Не (по избыточному, "мантийному" Не):

$$[{}^{40}\text{Ar}]_{\text{изб}} = \frac{[{}^4\text{He}]_{\text{м}}}{[{}^4\text{He}/{}^4\text{Ar}]_{\text{м}}}, \quad (1)$$

где $[{}^4\text{He}]_{\text{м}}$ — доля мантийного гелия в данном образце; $[{}^4\text{He}/{}^4\text{Ar}]_{\text{м}}$ — соответствующее отношение в оставшемся после дегазации газе (с учетом фракционирования Не и Аг при дегазации; для большинства известных ба-

*Аргон определялся методом изотопного разбавления с помощью комплекса аппаратуры на базе масс-спектрометра МИ-1330. Методика определений и основные параметры комплекса описаны в работе [6].

Таблица 2

Кажущийся К–Аг возраст ультраосновных ксенолитов и вмещающих базальтов Байкальской рифтовой зоны

Номер образца, порода	К*, %	$^{40}\text{Ar}^{**} \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$	^{40}Ar , рад	$T_{\text{каж}}^{***} \cdot 10^6$ лет
978/1е, базальт	0,76	60	44	$14 \pm 1,5$
978/1д, базальт	1,44	120	80	$13 \pm 1,5$
978, шпинелевый лерцолит	0,08	16	4	20
978, оливин из ксенолита	$\sim 0,01$	10	2	~ 40
625/1, базальт	1,62	50	40	$6 \pm 1,5$
625/3м, базальт	1,8	13	4	$3 \pm 1,5$
625/4, базальт	1,19	160	13	$5,5 \pm 1$
625/4з, лерцолит	0,07	32	10	40 ± 5

*К определяется методом пламенной фотометрии.

Общее содержание Ar с учетом Blank, составляющего $2 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3$.* $\lambda_{\text{H}} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{\beta} = 4,96 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1} \times ^{40}\text{K}/\text{K}_0 = 1,167 \text{ ат.}\%$. Поправка дана с учетом неопределенностей в измерениях Ar и K.

зальтов это отношение равно 3, а для ксенолитов – 0,3). В свою очередь

$$[{}^4\text{He}]_{\text{м}} \simeq [{}^4\text{He}]_{\text{о}} \cdot \frac{R_{\text{о}}}{R_{\text{м}}}, \quad (2)$$

где ${}^4\text{He}_{\text{о}}$ – общее содержание He в образце; $R_{\text{о}}/R_{\text{м}}$ – отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в образце и в мантийном источнике соответственно (с большой степенью надежности $R_{\text{м}}$ вряд ли существенно отличается от характерной для мантии типа MORB величины, т.е. $10 \cdot 10^{-6}$). Общее решение для формул (1) и (2) имеет вид

$$[{}^{40}\text{Ar}]_{\text{изб}} \simeq \frac{[{}^4\text{He}]_{\text{о}} \cdot R_{\text{о}}/R_{\text{м}}}{[{}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}]_{\text{м}}}. \quad (3)$$

Подставляя в формулу (3) параметры, например, для обр. 625/1 получим содержание $[{}^{40}\text{Ar}] \simeq 0,1 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$, т.е. $\sim 0,3\%$ от количества радиогенного ${}^{40}\text{Ar}$ в этом базальте (см. табл. 2). Таким образом, приведенная выше грубая оценка доли избыточного аргона дает основание считать, что кажущийся К–Аг возраст в $(5-7) \cdot 10^6$ лет, полученный для базальтов Удокана и Хамар-Дабана, близок времени излияния магмы. Подобная оценка для ксенолита 978 показывает, что практически весь измеренный в этом образце аргон избыточный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют выделить в глубинах Земли два мантийных резервуара с существенно отличными изотопно-гелиевыми метками: дегазированную верхнюю мантию типа MORB с $R = 1 \cdot 10^{-5}$ и слабо дегазированную более глубоких слоев мантию "горячих точек" типа PLUME с $R = 6 \cdot 10^{-5}$. Все наблюдаемое разнообразие изотопно-гелиевых соотношений в мантийных объектах может быть объяснено смешением указанных двух резервуаров.

Изученные ультраосновные ксенолиты хребтов Хамар-Дабан и Удокан (Байкальская рифтовая зона) существенно отличаются по своим изотопным характеристикам. Для первых они близки к характерным для большинства изученных ксенолитов Гавай, Исландии, Большого Каньона, Центрального Французского массива и отвечают мантийному источнику типа MORB. Заметим, что время существования ксенолитов в земной коре (после выноса к поверхности) в принципе не должно приводить к различию в изотопных отношениях гелия, если имеется единый источник ксенолитов. Другими словами, разновозрастные ксенолиты из одного источника должны иметь близкий изотопный состав гелия (это утверждение справедливо до определенных пределов, так как ксенолиты, поднятые к поверхности Земли, сильно дегазированы и, следовательно, накапливающийся радиогенный гелий быстрее снизит отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, чем это произойдет за то же время в самом источнике). Отсюда следует, что значительно более низкие изотопные отношения He в изученных ксенолитах Удокана вряд ли можно объяснить, например, более древним их возрастом. По-видимому, эти ксенолиты связаны с другим, менее глубинным источником с более низким, чем в MORB, отношением $^3\text{He}/(\text{U} + \text{Th})$.

Вмещающие щелочные базальты обоих регионов характеризуются меньшими отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$, чем соответствующие ксенолиты. Подобная "обратная" по сравнению с современными лавами картина может быть следствием "возрастного эффекта", однако различие их между собой, по-видимому, так же как и для ксенолитов, связано с разными изотопными характеристиками источников магмы, так как возраст тех и других базальтов близок. K—Ar данные показывают, что он лежит (для изученных образцов) в интервале 5—7 млн. лет.

Литература

1. Багдасарян Г.П., Герасимовский В.И., Поляков А.И., Гукасян Р.Х. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1981. № 3. С. 342—350.
2. Багдасарян Г.П., Поляков А.И., Рощина И.А. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья // Геохимия. 1983. № 1. С. 102—108.
3. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. 2-е изд., доп. и перераб. М.: Недра, 1987. 287 с.
4. Грачев А.Ф., Блюмштейн Э.И., Соколова Е.П., Левыкин А.И. Лерцолитовые нодулы в щелочных базальтах северо-восточной части Байкальского рифта // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211, № 2. С. 445—447.
5. Грачев А.Ф., Друбецкой Е.Р., Мартынова М.А., Прасолов Э.М. Первые данные об изотопном составе гелия в породах Байкальского рифта и воде оз. Байкал // Тез. докл. IX Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. 1982. Т. 1. С. 114—116.
6. Друбецкой Е.Р., Спринсон В.Д. Новый комплекс аппаратуры для изотопного анализа аргона // Методические проблемы ядерной геологии. Л.: Наука, 1982. С. 121—129.
7. Комплексные исследования геодинамического развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР. 1981. 176 с.
8. Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстухин И.Н. Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1976. № 11. С. 1743—1746.
9. Мамырин Б.А., Толстухин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184, № 5. С. 1197—1199.

10. *Рогожина В.А.* Некоторые особенности строения верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 41.
11. *Толстихин И.Н., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В.* Аномальный изотопный состав гелия в некоторых ксенолитах // Геохимия. 1972. № 5. С. 629–631.
12. *Толстихин И.Н., Друбейцкой Е.Р., Эрлих Э.Н., Мамырин Б.А.* К вопросу о происхождении кислых вулканических пород Камчатки // Геохимия. 1976. № 7. С. 997–1002.
13. *Clarke W.P., Beg M.A., Craig H.* Excess ^3He in the sea; evidence for terrestrial primordial helium // Earth and Planet. Sci. Lett. 1968. N 2. P. 213–220.
14. *Craig H., Lupton J.* Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts // Ibid. 1976. Vol. 31. P. 369–385.
15. *Craig H., Rison W.* Helium isotopes and mantle heterogeneity // Eos. 1983. Vol. 64, N 18. P. 348.
16. *Funkhouser J., Naughton J.* Radiogenic helium and argon in ultramafic inclusions from Hawaii // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 4601–4607.
17. *Gramlich J., Lewis V., Naughton J.* Potassium-argon dating of Holocene basalts of the Honolulu volcanic series // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 1399.
18. *Gramlich J., Naughton J.* Nature of source material for ultramafic minerals from Salt Lake Crater, Hawaii from measurement of helium and argon diffusion // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77, N 17. P. 3032–3042.
19. *Hennecke E.W., Manuel O.K.* Noble gases in an Hawaiian xenoliths // Nature. 1975. Vol. 257, N 5529. P. 778–780.
20. *Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K.* Rare gases in an phlogopite nodule and a phlogopite-bearing peridotite in South African kimberlites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. N 1. P. 181–186.
21. *Kaneoka I., Takaoka I., Aoki K.* Rare gases in mantle-derived rocks and minerals // Terrestrial rare gases / Ed. E.C. Alexander, M. Ozima. Tokyo, 1978. P. 71–83.
22. *Kaneoka I., Takaoka N.* Rare-gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: constraint on genetic relationships // Science. 1980. N 4450. P. 1366–1368.
23. *Kurz M.D., Jenkins W.J., Hart S.R., Clague D.* Helium isotopic variations in volcanic rocks from Loihi Seamount and the island of Hawaii // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 66. P. 388–406.
24. *Kyser T.K., Rison W.* Systematics of rare-gas isotopes in basic lavas and ultramafic xenoliths // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. P. 5611–5630.
25. *Morrison P., Pine J.* Radiogenic origin of the helium isotopes in rock // Ann. N.Y. Acad. Sci. 1955. 62. 71–92.
26. *Ozima M., Zashu S., Niton O.* $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio, noble gas abundance and K–Ar dating of diamonds – an attempt to search for the records of early terrestrial history // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1983. Vol. 47. P. 2217–2224.
27. *Tolstikhin I., Mamyrin B., Khaberin L., Erlich E.* Isotope composition of helium in ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of Kamchatka // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 22, N 1. P. 75–84.

*А.И. Киселев, В.Г. Семенова, Л.В. Соловьева,
С.В. Рассказов, Б.М. Владимиров*

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ В БАЗАЛЬТАХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ТОКИНСКОГО СТАНОВИКА

Изучение глубинных ксенолитов ультраосновного состава, вынесенных на поверхность базальтовыми и кимберлитовыми расплавами, позволяет получать прямую информацию о составе верхней мантии, а петрографические, минералогические и структурные особенности этих ксенолитов дают возможность судить о реологических свойствах мантийного вещества и природе инициального магматизма. Это вызвано тем обстоятельством, что среди свежих образцов мантийных пород почти всегда отмечаются разновидности со следами частичного плавления, метасоматоза и метаморфического преобразования, обусловленных восходящим пластическим течением и декомпрессией подкорового субстрата.

Глубинные ксенолиты в кайнозойских щелочных базальтах Байкальской рифтовой зоны и расположенного к востоку от нее Токинского Становика пользуются широким распространением. Они известны в бассейне рек Джиды (Бартойский поток и шлаковые конусы) и Чикоя, на Витимском базальтовом плато, хребтах Удокан и Хамар-Дабан [1, 6, 7, 10, 12].

Как правило, ультраосновные включения тяготеют к эруптивным центрам извержений, пирокластическим конусам, вулканическим неккам и небольшим покровам и потокам. Они выносились на поверхность недосыщенными кремнекислотой расплавами с повышенным содержанием летучих и соответственно с высоким эксплозивным индексом. Содержатся включения главным образом в щелочных оливиновых базальтах и базанитах. Форма включений довольно разнообразная, но преобладает округлая, особенно в пирокластическом материале. Размеры включений также варьируют в широких пределах и в редких случаях достигают 30 см и более. Время их подъема из глубинного источника оценивается от нескольких часов до первых дней [23].

Петрографический спектр глубинных ксенолитов довольно разнообразен. Наиболее распространенной является хромдиопсидовая (лерцолитовая) группа включений, иначе — "зеленые", или тип А [31]. Это четырехминеральная ассоциация шпинелевых перидотитов, включающая оливиниты, гарцбургиты, лерцолиты и пироксениты. Шпинелевые лерцолиты самые распространенные. Иногда среди лерцолитов встречаются разновидности, содержащие амфибол, флогопит и апатит.

Амфибол-шпинелевые лерцолиты найдены среди включений в Джидинском районе на одном из вулканов Бартойской группы, а также на Удокане [11]. Шпинелевые лерцолиты с амфиболом, титанфлогопитом и апатитом обнаружены в Токинском Становике [15]. Очень редкими являются гранат-шпинелевые и гранатовые лерцолиты, встреченные пока лишь на Витимском нагорье и в верховьях р. Чикой в Забайкалье [2, 12].

Вторая, менее распространенная группа включений объединяет глинозем-авгитовые, или так называемые "черные", включения (тип Б) с титанистым авгитом и железистой шпинелью. Это шпинелевые верлиты и клинопироксениты, амфиболовые, амфибол-флогопитовые и флогопитовые верлиты, амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые породы. Они обычны в базанитах Удокана и Токинского Становика, а также отмечены в Тункинской впадине, но без гидроксилсодержащих минералов.

Промежуточное положение между двумя группами занимают крупные включения ортопироксенитов, в которых монокристаллы ортопироксена до 5 см и более со структурами распада, реализованными в виде тонких выделений клинопироксена, погружены в перекристаллизованную основную массу того же состава. Генетическая природа ортопироксенитов пока не ясна. Возможно, это древние магматиты, обособленные в лерцолитовом субстрате.

В массе относительно гомогенных ксенолитов особый интерес представляют полосчатые и так называемые "сложные" образцы, обусловленные неравномерным распределением орто- или клинопироксена, например, в шпинелевых лерцолитах хромдиопсидовой группы или сочетанием в одном штуфе представителей "зеленых" и "черных" включений. Такие ксенолиты могут представлять относительно древние магматические события и метасоматические процессы, предшествующие генерации базальтовых расплавов.

Глубинные ксенолиты в геодинамическом отношении маркируют регионы внутриплитового вулканизма (в том числе и рифтового), связанного с тектоникой растяжения. Сами включения, главным образом хромдиопсидовой группы, несут следы стрессового воздействия и рекристаллизации, которые интерпретируются как следствие пластического течения мантийного вещества при диапиризме, сопряженного с генерацией базальтовых магм в верхней мантии. Поэтому изучение структурно-текстурных признаков ультрабазитов приобрело важное значение [17, 20, 26].

В представленных регионах шпинелевые лерцолиты имеют аллотриоморфную и порфирукластическую структуру нередко с признаками полосчатости, проявленной в однонаправленной ориентировке удлиненных зерен, главным образом оливина. Порфирукласты обычно представлены ортопироксеном, отдельные зерна которого обнаруживают структуры распада с выделением тонких полосок клинопироксена. Наличие структур распада отражает сложную термальную историю включений. Микроструктурный анализ нодулей шпинелевых лерцолитов Удокана позволил выявить разновидности от практически изотропных до S-текстонитов [1, 12].

Краткая петрохимическая характеристика включений из базальтов Байкальской рифтовой зоны и Токинского Становика представлена в табл. 1 и 2. Несмотря на кажущееся однообразие составов пород хромдиопсидовой группы, содержание в них отдельных окислов может варьировать в ощутимых пределах. Было показано на примере многих регионов, что наибольшей изменчивостью обладает величина MgO/FeO даже в пределах одного местонахождения лерцолитов [7, 19].

Региональная петрохимическая специфика лерцолитов Байкальской рифтовой зоны выражается в несколько повышенном содержании глинозема по сравнению со средним типом включений перидотитов из базальтов континентальной оливин-базальтовой формации [5].

Таблица 1

Химический состав глубинных ксенолитов Байкальской рифтовой зоны (в мас. %)

Компоненты	Хромдиоксидавая группа				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	43,80	43,00	45,50	52,60	44,10
TiO ₂	0,20	0,17	0,67	0,25	0,01
Al ₂ O ₃	3,47	2,45	4,50	5,15	3,60
Fe ₂ O ₃	1,91	3,56	1,09	2,75	1,05
FeO	7,40	7,69	10,72	7,52	9,10
MnO	0,15	0,16	0,18	0,17	0,15
MgO	39,85	41,82	26,60	28,93	37,34
CaO	2,57	0,98	9,40	2,24	3,01
Na ₂ O	0,35	0,19	0,67	0,24	0,97
K ₂ O	0,08	0,11	0,05	0,27	0,08
H ₂ O ⁻	0,15	—	0,04	—	—
H ₂ O ⁺	0,34	0,32	0,64	0,26	0,47
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,09	0,51	0,04
Сумма	100,16	100,49	100,06	100,15	100,33
100Mg/(Mg + Fe)	88,6	87,2	80,2	85,7	86,7

Примечание. 1 — шпинелевый лерцолит (ср. из 26 ан.); 2 — гарцбургит, хр. Удокан; 3 — верлит, там же; 4 — ортопироксенит, там же [7]; 5 — амфибол-шпинелевый лерцолит, вулкан Большой, верховья р. Джиды [11]; 6 — перидотит из базальтов континентальной оливин-базальтовой формации [5]; 7 — пироповый лерцолит,

Таблица 2

Химический состав глубинных ксенолитов Токинского Становика (в мас. %)

Компоненты	Хромдиоксидавая группа					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,00	43,62	47,20	43,90	43,40	51,50
TiO ₂	0,09	—	Сл.	Сл.	0,12	0,13
Al ₂ O ₃	3,40	1,00	1,30	1,10	2,03	1,95
Fe ₂ O ₃	1,60	1,32	1,15	0,84	1,43	0,71
FeO	6,39	6,82	5,98	7,62	6,75	5,21
MnO	0,12	0,13	0,11	0,12	0,13	0,17
MgO	39,51	43,66	42,34	43,95	42,43	20,15
CaO	2,80	0,71	0,98	1,12	2,51	17,39
Na ₂ O	0,36	1,34	0,26	0,63	0,50	1,48
K ₂ O	0,10	0,08	0,11	0,14	0,14	0,12
H ₂ O ⁻	0,06	0,04	0,04	0,08	0,03	0,12
H ₂ O ⁺	1,15	0,52	0,66	1,09	0,39	0,64
P ₂ O ₅	0,07	0,22	0,05	0,06	0,16	0,11
Cr ₂ O ₃	0,48	0,47	0,82	0,48	0,73	0,57
Сумма	101,07	99,89	100,96	101,03	100,72	100,13
100 Mg/(Mg + Fe)	90,0	90,8	91,5	90,3	90,4	86,1

Примечание. 1, 2 — шпинелевые лерцолиты; 3–5 — шпинелевые лерцолиты с аксессуарным титанистым флогопитом и апатитом; 6 — шпинелевый хромдиоксидит; 7 — шпинель-оливиновый клинопироксенит с аксессуарным флогопитом; 8 — шпинель-

	Хромдиоксидавая группа		Глиноземавгитовая группа				
	6	7	8	9	10	11	12
	43,80	45,53	45,00	43,30	42,70	44,50	39,96
	0,20	0,20	1,08	0,74	1,05	0,97	3,15
	3,47	3,76	13,80	12,55	14,30	5,00	13,79
	1,91	1,38	5,60	5,42	5,63	—	5,53
	7,40	6,52	5,15	8,62	4,65	12,50	8,40
	0,15	0,22	0,20	0,28	0,15	0,19	0,08
	39,85	38,53	14,47	21,16	15,52	24,38	11,90
	2,57	3,06	13,89	6,73	14,16	11,08	13,50
	0,35	0,30	1,14	0,82	1,24	0,58	1,65
	0,10	0,10	0,14	0,12	0,10	0,11	0,40
	0,15	—	—	—	0,32	0,08	1,17
	0,34	—	0,28	—	0,32	0,38	—
	0,04	0,04	0,02	0,15	0,04	0,08	—
	100,16	100,17	100,27	99,40	99,86	99,77	99,67
	88,6	89,8	71,7	74,2	74,0	77,7	61,3

Витимское нагорье [4]; 8 — шпинелевый пироксенит, Тункинская впадина; 9 — шпинелевый лерцолит [3]; 10 — шпинелевый вебстерит, хр. Удокан; 11 — верлит, там же; 12 — керсутитовый верлит [7]. Анализ 5 содержит 0,22% Cr₂O₃, анализ 7 — 0,53%.

	Глиноземавгитовая группа					
	7	8	9	10	11	12
	45,90	48,60	42,30	43,30	50,60	41,40
	1,40	1,35	0,99	1,22	0,81	3,74
	7,50	8,20	13,30	14,10	6,45	11,50
	1,51	1,83	3,59	3,02	1,60	2,66
	6,74	6,12	5,41	4,73	6,90	7,80
	0,13	0,16	0,14	0,14	0,15	0,09
	18,94	13,51	18,59	17,32	20,64	17,75
	15,15	15,98	13,73	14,52	11,13	11,01
	1,26	1,85	0,87	1,00	0,94	1,88
	0,23	0,79	0,15	0,15	0,19	1,44
	0,14	0,22	0,06	0,21	0,23	0,23
	0,58	1,25	0,79	0,61	0,78	0,91
	0,08	0,24	0,21	0,06	0,05	0,10
	Не определялось					
	99,42	99,88	100,07	100,17	100,24	100,28
	80,6	75,6	79,3	80,5	81,5	75,6

левый клинопироксенит; 9 — шпинель-оливиновый клинопироксенит; 10 — оливиновый клинопироксенит; 11 — флогопитсодержащий шпинелевый вебстерит; 12 — флогопит-амфиболовый верлит [15].

Петрохимические свойства включений глиноземавгитовой группы довольно разнообразны и определяются сложной историей их образования, включающей мантийный метасоматоз, плавление и фракционирование первичных расплавов. Данные включения отличаются большей вариабельностью состава. Они более титанистые, обогащены железом, глиноземом, кальцием и щелочами (см. табл. 1 и 2).

Вариации в химизме включений обеих групп, вероятно, отражают латеральную и вертикальную гетерогенность мантии по составу в пределах отдельных регионов. Эта гетерогенность сейчас не находит удовлетворительного объяснения только за счет разной степени частичного плавления субстрата и удаления базальтовых жидкостей. Наличие среди сухих лерцолитовых парагенезисов амфибол- и флогопитсодержащих разновидностей позволяет предполагать метасоматическое воздействие (возможно, неоднократное) глубинного флюида на мантийный субстрат, которое в дальнейшем предопределяло развитие магматизма, в том числе ответственного и за вынос включений на поверхность.

Глиноземавгитовая группа включений имеет прямое отношение к проблеме мантийного метасоматоза и магнообразования. Характерной особенностью этих включений является часто неравномерно-зернистая структура и пористая текстура. Поры имеют округлую или неправильную форму и свидетельствуют о высокой газонасыщенности во время кристаллизации включений. Длительное время включения глиноземавгитовой группы рассматривались как типичные кумуляты, образующиеся при фракционировании базальтовых расплавов в магматических очагах.

Бытовавшее ранее представление о магматических камерах в верхней мантии в виде крупных изолированных бассейнов сейчас подвергается сомнению. Действительно, трудно представить, как может длительно существовать крупная магматическая камера внутри пластически деформируемых перидотитов. Вероятно, более обоснованно можно говорить о разветвленной сети магматических каналов, форма и размеры которых, а также скорость движения по ним расплава определяются динамическим полем напряжений в области плавления. Фактической основой для таких суждений являются наблюдаемые взаимоотношения в образцах между представителями хромдиопсидовой и глиноземавгитовой групп включений в виде секущих контактов, прожилков, реакционного замещения одних минералов другими. Эти отношения между "зелеными" и "черными" включениями находят удовлетворительное объяснение с позиций мантийного метасоматоза.

Гипотеза предварительного метасоматического преобразования мантийного субстрата на уровне формирования очагов щелочной оливин-базальтовой и кимберлитовой магм развивается многими исследователями [16, 18, 21, 22]. Наряду с петрографическими наблюдениями для ее обоснования широко используются геохимические данные, в том числе по геохимии изотопов стронция, кислорода, неодима и самария. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что на сухой лерцолитовый парагенезис наложилась группа минералов до попадания ксенолитов в базальтовый расплав. К этим минералам относятся глиноземистый клинопироксен, амфибол керсутит-паргаситового ряда, титанфлогопит, апатит, а также, вероятно, ильменит и сульфиды.

Таблица 3

Расчетные температуры (в °С) ксенолитов хромдиопсидовой группы из базальтов Байкальской рифтовой зоны и Токинского Становика

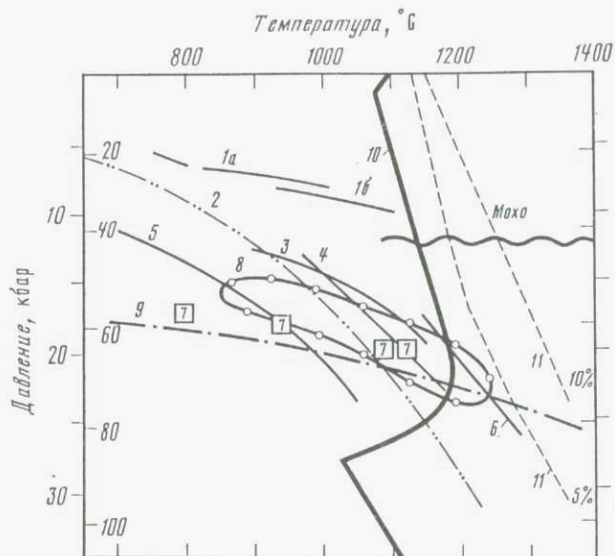
Номер образца	Термометры					Источник
	двуипроксеноновый [32]	двуипроксеноновый [30]	двуипроксеноновый [9]	ортоипроксеноновый [24]	клиноипроксеноновый [24]	
1	2	3	4	5	6	7
<i>Бассейн р. Джиды</i>						
56/4	1191	1109	1109	929	1193	[5]
56/7	1144	1057	1091	885	1172	[5]
56/11	1138	1055	1089	880	1172	[5]
56/41	1212	1144	1128	927	1261	[5]
56/42	1169	1083	1104	967	1181	[5]
56/43	1159	1081	1106	906	1178	[5]
59/4	1149	1070	1094	1055	1159	[5]
60/19	1156	1076	1126	—	1159	[5]
73/4	1124	1046	1017	879	1180	[5]
1/69	1054	953	1047	1080	1042	[1]
536/1	1202	1118	1074	1244	1125	[12]
538/2	1259	1159	1270	1069	1179	[12]
538/10	1241	1199	1045	1079	1355	[12]
<i>Тункинская впадина</i>						
174a/72	1044	1023	1084	1246	1109	По данным В.Г. Семеновской
100/72	943	837	1035	976	—	То же
178/72	1039	1033	1027	1212	1135	"
113/72	1095	1109	1069	1239	1227	"
<i>Район Слюдянки</i>						
26-74	1040	937	1097	993	1000	"
сл-2	1024	947	1010	992	1045	"
сл-2/2	1051	950	1139	1007	1009	"
15-74	1181	1155	1155	1201	1228	"
4-73	1250	1211	1198	1295	1158	"
<i>Хребет Хамар-Дабан</i>						
г-68-Б	1093	1026	883	1012	1070	[7]
УТ	1177	1090	1105	984	1132	[12]
<i>Витимское нагорье</i>						
к-30	1171	1098	1231	1073	1188	[7]
3-69	1097	994	1074	1078	1095	[1]
585/1	1118	1004	1140	1070	1058	[12]
585/2	1117	1006	1131	1057	1057	[12]
585/3	1093	981	1061	1070	1015	[12]
80-72	1203	1118	989	1084	1185	По данным В.Г. Семеновской

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
62-71	1192	1104	994	1059	1182	То же
77-72	1130	1042	1147	1069	1093	"
26-72	1177	1106	1192	1150	1184	"
66-72	1275	1210	1202	1146	1137	[4]
<i>Хребет Удокан</i>						
408/10	1124	1029	1100	1033	1141	[12]
331/3	1145	1055	1117	1058	1119	[12]
241/2	1124	1032	1121	1026	1126	[12]
196/5	1162	1078	1160	1060	1150	[12]
273	1203	1113	1096	1258	1167	[7]
7-69	1060	979	1070	1092	1084	[1]
к-94	1100	999	1058	1003	1054	[7]
<i>Токинский Становик</i>						
140-75	1111	1007	1034	1053	1110	По данным В.Г. Семе- новой
24-77	1214	1112	1152	988	1176	То же
66-77	1105	1019	1115	1035	1061	"
47-77	1018	913	1035	1049	883	"
8-77	1085	992	1023	1025	1018	"
104-75	1071	961	1109	1056	920	"
131-75	1098	993	1076	1099	1088	"
117-75	1139	1053	1093	1181	1182	"
39-77	1149	1039	1088	982	1157	"
133-75	1107	1002	1102	1031	1074	"

Наличие флюидных микровключений в минералах мантийных ксенолитов дает основание предполагать, что метасоматоз в верхней мантии протекал под воздействием флюидов, обогащенных H_2O , CO_2 , титаном, калием, железом, щелочами и другими некогерентными элементами, мигрирующих из более глубоких частей мантии. В зависимости от термального состояния мантии летучие могли перемещаться в виде самостоятельной флюидной фазы (низкий температурный градиент) или вместе с расплавами. В области устойчивости гидроксилсодержащих минералов флюид вступал в реакцию с боковыми породами с образованием слюд и амфиболов [16].

Данные по минералогии лерцолитовых ксенолитов использованы для оценки температурного режима в недрах Байкальской рифтовой зоны и Токинского Становика (табл. 3). Верхняя граница распространения лерцолитовых парагенезисов определяется поверхностью Мохо, которая в исследуемых регионах установлена на глубине 40–45 км, а нижняя – кривой фазового перехода: шпинелевый перидотит → гранатовый перидотит, установленной экспериментально [27]. Для гранат-шпинелевых и шпинелевых лерцолитов Витимского нагорья равновесные температура и давление составляют соответственно 1106–1275°C и 18,2–22 кбар (обр. 26-72 и



P-T диаграмма равновесных температур глубинных ксенолитов из базальтов Байкальской рифтовой зоны, Токинского Становика и других районов (по [28] с изменениями и добавлениями авторов)

1а–1б – геотермы по кривым ксенолитам для рифта Рио-Гранде, 2 – высокотемпературная океаническая геотерма [25], 3, 4 – то же, по мантийным ксенолитам; 5, 6 – геотермы Дариганги (5) и района р. Ихэ-Тулбури-Гол, Монголии (6) [14]; 7 – равновесные температуры (квадраты) для мантийных ксенолитов разных структурных типов из щелочных базальтов Рейнского гребена [29]; 8 – область равновесных температур для мантийных ксенолитов Байкальской рифтовой зоны; 9 – границы фаций гранатовых и шпинелевых перцолитов [27]; 10 – солидус пиролита при 0,1% H_2O [13]; 11 – кривые степени плавления пиролита в зависимости от *P-T* условий

66-72). Отсюда максимальная глубина, с которой могли быть вынесены ксенолиты, вероятно, не превышает 70 км.

По результатам интерпретации магнитно-теллурического зондирования в Байкальской рифтовой зоне на разделе Мохо под Байкалом (~ 38 км) ожидается температура 1100–1200°С, требующая для своего постоянства тепловой поток 2 мкал/см² · с [8], что соответствует геотермическому градиенту в 30°С/км, связанному с локальными термальными аномалиями в пределах рифтовых впадин. С другой стороны, за пределами впадин в районах массового развития кайнозойского вулканизма заметных геотермических аномалий в настоящее время не обнаружено. Определение равновесных температур по нескольким геотермометрам (см. табл. 3) преимущественно для шпинелевой зоны мантии под Байкальской рифтовой зоной и Токинским Становиком показывает широкий и их разброс от 950 до 1300°С с неотчетливо выраженным максимумом в 1050–1100°С. В целом эти цифры хорошо согласуются (см. рисунок) с данными по равновесным температурам для Рейнского гребена, рифта Рио-Гранде и Монголии [14, 28, 29]. На рисунке они группируются в области высокотемпературной океанической геотермы, которая принимается и для континентального рифтогенеза, с отклонениями как в высокотемпе-

ратурную, так и в низкотемпературную часть графика относительно кривой 2.

Широкие вариации равновесных температур, вероятно, отражают взаимодействие поднимающегося горячего мантийного материала с относительно холодной литосферной частью мантии. На это косвенно указывает высокая (1200°C и более) температура порфирокласт ортопироксена, реставрированных по продуктам их распада, вызванного охлаждением внедрившегося мантийного материала. Неопределенность в возрастной датировке метасоматически измененных (обогащенных) и деплетированных образцов мантийного вещества и сопряженных с ними магматитов пока не дает возможности построить надежные геотермические профили по данным термобарометрии для рассматриваемых регионов. Для этого необходимо проведение специальных изотопных, геохимических и структурных исследований глубинных ксенолитов.

Литература

1. *Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.* Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
2. *Волянюк Н.Я., Семенова В.Г.* О находке глиноземистых ультраосновных включений в базальтах Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1975а. Т. 222, № 5. С. 1186–1189.
3. *Волянюк Н.Я., Семенова В.Г.* О находке трахибазальтов с ультраосновными включениями в Слюдянском районе // Докл. АН СССР. 1975б. Т. 223, № 1. С. 199–202.
4. *Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Елизарьева Т.И., Бондарева Г.В.* Включения пиропового и пироп-шпинельового лерцолита из базанитов Витимского плоскогорья // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 3. С. 693–696.
5. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева. Новосибирск: Наука, 1975. 269 с.
6. *Грачев А.Ф., Блюмштейн Э.И., Соколова Е.П., Левыкин А.И.* Лерцолитовые нодулы в щелочных базальтах северо-восточной части Байкальского рифта // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211, № 2. С. 448–452.
7. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.
8. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта / Зорин Ю.А., Глевский Г.Н., Голубев В.А., Лысак С.В., Мордвинова В.В. Новосибирск: Наука, 1977. 152 с.
9. *Перчук Л.Л.* Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. Т. 233, № 3. С. 456–459.
10. *Поляков А.И., Турков В.А., Муравьев Н.С., Несмеянова Л.И., Игнатенко К.И.* Физико-химические условия процессов выплавления и эволюции базальтовых магм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1985. № 1. С. 41–57.
11. *Рассказов С.В.* Амфиболы в глубинных ксенолитах из базальтоидов Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 3. С. 703–706.
12. *Рассказов С.В.* Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.
13. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
14. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.* Мантия и вулканизм юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 202 с.
15. *Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимирова Б.М.* Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 119 с.
16. *Andersen T., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications to mantle metasomatism // Contribs Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 1/2. P. 72–85.
17. *Ave Lallemand H.G., Carter N.L.* Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 8. P. 2203–2220.

18. *Boettcher A.L., O'Neil J.R.* Stable-isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280. P. 594–621.
19. *Kuno H., Aoki K.I.* Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1970. Vol. 3. P. 273–301.
20. *Kunze F.R., Ave Lallemand H.G.* Non-coaxial experimental deformation of olivine // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 74, N 3/4. P. T1–T13.
21. *Lloyd F.E., Bailey D.K.* Light-element metasomatism in the continental mantle: the evidence and consequences // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. Vol. 9. P. 389–416
22. *Menzies M., Murthy V.R.* Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas – isotopic evidence // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280. P. 622–638.
23. *Mercier J.C.* Peridotite xenolith and the dynamics of kimberlite intrusion // *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics* / Ed. F.R. Boyd, H.O. Meyer. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1979. P. 197–212.
24. *Mercier J.C.* Single-pyroxene thermometry // *Tectonophysics.* 1980. Vol. 70, N 1/2. P. 1–37.
25. *Mercier J.C., Carter N.L.* Pyroxene geotherm // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80, N 23. P. 3344.
26. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.* Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Amer. J. Sci.* 1973. Vol. 273, N 10. P. 853–876.
27. *Obata M.* The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 7/8. P. 804–817.
28. *Saeger W.R., Morgan P.* Rio Grande Rift in Southern New Mexico, West Texas and Northern Chihuahua // *Rio Grande Rift: tectonics and magmatism.* Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1979. P. 87–106.
29. *Seck H.A., Wedepohl K.H.* Mantle xenoliths, in the Rhenish Massif and the Northern Hessian depression // *Plateau Uplift* / Ed. K. Fuchs et al. Berlin; Heidelberg: Springer, 1983. P. 344–351.
30. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 62, N 2. P. 129–139.
31. *Wilshire H.G., Shervais J.W.* Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. Vol. 9. P. 257–272.
32. *Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contribs Mineral and Petrol.* 1973. Vol. 42, N 2. P. 109–124.

УДК 552.321.6 + 552.333.5 : 549.691.1 (571.56)

*В.Г. Семенова, Л.В. Соловьева, Б.М. Владимиров,
Л.Л. Завьялова, В.Г. Баранкевич*

СТЕКЛА И ЗАКАЛОЧНЫЕ ФАЗЫ В ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ТОКИНСКОГО СТАНОВИКА

Проблема происхождения стекол и флюидов в ксенолитах мантийного генезиса из щелочных базальтов в настоящее время широко обсуждается и, вероятно, имеет непосредственное отношение к генезису этого типа магм. Развитие участков плавления в глубинных ксенолитах ряд исследователей объясняют декомпрессией, которую испытывают обломки мантийных пород при подъеме базальтовой магмой к поверхности [8, 9, 13]. Альтернативный подход предполагает появление расплавов и флюидов в мантии

до попадания мантийного вещества в базальтовый расплав [5, 12]. Эти явления авторы связывают с привнесением вещества на соответствующие мантийные уровни с еще больших глубин и с развитием целого ряда метасоматических минералов.

В настоящем исследовании приведены анализы стекол, фаз закалки, составы минералов первичных парагенезисов и их реакционных кайм на контакте с участками плавления в трех глубинных включениях из щелочных базальтоидов Токинского Становика. Проанализированы также стекла, мелкие вкрапленники и микролиты в шлаковой корочке на ксенолите шпинелевого лерцолита (обр. 39-77), представлявшем вулканическую бомбу, а также в нефелиновом и лейцитовом базанитах, наиболее типичных и распространенных лавах Токинского вулканического поля. Подробная геологическая характеристика Токинского вулканического поля щелочных базальтоидов (гавайиты, лимбургиты, нефелиновые и лейцитовые базаниты, оливиновые меланефелиниты, феолитовые нефелиниты) и глубинных ксенолитов приводится в работах авторов [2, 3]. Ассоциация глубинных ксенолитов включает две группы пород, типичных для щелочных базальтоидов других регионов мира: светлые шпинелевые лерцолиты, редко верлиты Ст-диоксида (лерцолитового) ряда и темные пироксениты, верлиты, вебстериты Al-авгитового (верлит-пироксенитового) ряда. Характерной особенностью включений Al-авгитовой группы Токинского Становика является широкое развитие флогопит-амфиболовых парагенезисов [3]. Помимо отличий в валовом химизме, геохимии и в составе минералов, глубинные включения Al-авгитового ряда характеризуются интенсивным развитием ветвящейся системы пор, соединяющихся каналов, пронизывающих весь объем ксенолитов и частично или целиком выполненных интерстиционным материалом с участием стекол. Объем порового материала варьирует в различных включениях этой группы от 5 до 40%, а состав интерстиционных выполнений обнаруживает явную зависимость от первичного минерального состава ксенолита.

Пористый материал со стеклами и закалочными фазами встречается и в шпинелевых лерцолитах светлой группы, однако его объем очень редко достигает 1–3%. Большинство исследователей рассматривают глубинные включения Ст-диоксида типа как твердые отторженцы мантийного субстрата шпинелевой зоны мантии. В детально исследованной нами выборке шпинелевых лерцолитов Токинского Становика следы плавления проявлены приблизительно в 60% общего числа ксенолитов шпинелевых лерцолитов. Как правило, плавление носит начальный характер. Участки плавления внутри ксенолитов имеют совершенно равномерное повсеместное развитие вне зависимости от расстояния до контакта ксенолита с базанитом. Они развиты по границам между зернами и приурочены к выделениям клинопироксена, шпинели и акцессорного флогопита. Форма, размеры и выполнение этих участков в общем подобны описанным в исследованном ксенолите 39-77. Наиболее интенсивно плавление проявлено в образцах с акцессорным флогопитом, а также с амфиболом и апатитом (единственный исследованный нами образец). С другой стороны, в близких по модальному и минеральному составу и составу минералов в образцах шпинелевых лерцолитов можно с равной вероятностью встретить как полное отсутствие следов плавления, так и максимальную степень плавления (1–3%). Этот

факт может рассматриваться как аргумент, свидетельствующий о развитии частичного плавления в блоке мантии до попадания ксенолитов в захвативший их базальт, так как механизм декомпрессии в поднимающейся базальтовой магме должен был бы привести к одинаковой степени плавления ксенолитов сходного состава. Минералы первичного парагенезиса плавятся очень неравномерно — наиболее интенсивно плавится флогопит, амфибол, апатит, затем клинопироксен и в меньшей мере — шпинель, ортопироксен, оливин.

В соответствии с генетической моделью авторов [3, 4], ксенолиты темной пироксенитовой группы, в особенности их амфиболовые и флогопитовые разновидности, являются максимально метасоматизированными породами в условиях шпинелевой зоны мантии. При дальнейшем развитии процесса именно эти породы плавятся наиболее интенсивно и вносят главный вклад петрогенных и особенно редких элементов в возникающие базальтовые выплавки.

Составы стекол, фаз закалки и минералов первичных парагенезисов исследованы на микроанализаторе Камека MS-46 в трех типичных включениях: во флогопитсодержащем шпинелевом лерцолите с акцессорными апатитом и амфиболом — Sr-диоксидовая (лерцолитовая) группа и в двух флогопит-амфиболовых верлитах — Al-авгитовая (верлит-пироксенитовая) группа.

Ксенолит шпинелевого лерцолита (обр. 39-77) представляет собой уплощенное эллипсоидальное включение размером 5,5 × 11,5 × 14 см, покрытое тонкой (0,5 мм) шлаковой корочкой из пористого базальта. Модальный минеральный состав (в %): светло-зеленый оливин с 9–10% фаялита — 70–75; темный бутыльно-зеленый ортопироксен (8% ферросалита) — 12–15; клинопироксен с изумрудным оттенком — 10–15; темно-коричневая шпинель — 1–3; светлый палевый флогопит — 1; сиреневосерый апатит — 1; темно-зеленый амфибол — 1. Составы оливина, клинопироксена и шпинели из первичного парагенезиса приведены в табл. 2, флогопит и амфибол не анализировались, но, судя по оптическим свойствам, флогопит близок слюде из шпинелевых лерцолитов этого типа [3], а амфибол относится к паргасит-керсутитам. Состав апатита определен химическим методом (в мас. %): CaO — 44,88; MgO — 2,55; MnO — 0,04; SrO — 0,811; Na₂O — 1,1; K₂O — 0,08; P₂O₅ — 38,22; Cl — 0,90; F — 0,56. Содержания редких элементов в апатите определены методом нейтронной активации (в г/г): Sr — 16186; Ba — 171; Rb — 5,21; Co — 7,1; Ni — 127; Sc — 2,62; La — 304,2; Ce — 1730; Nd — 1007; Sm — 107; Er — 46; Gd — 122; Tb — 13,3; Ho — 10,2; Tm — 1,76; Yb — 9,4; Hf — 0,46; Zr — 7,71; U — 9,53; Th — 43 (аналитик В.А. Пономарчук).

Крупные (0,2–0,8 см) идиоморфные оливин и ортопироксен удлинены по сланцеватости породы, между ними в так же удлинённые по сланцеватости межзерновые промежутки как бы выжаты более мелкие зерна шпинели и клинопироксена. Акцессорные флогопит, амфибол и апатит также приурочены к этим промежуткам, при этом флогопит образует пластинки, вытянутые по сланцеватости и, вероятно, парагенные с основным минеральным ансамблем (оливин, ортопироксен, клинопироксен, шпинель), перекристаллизованным в условиях ориентированного давления. Апатит и амфибол проявляют признаки более позднего метасоматического происхождения.

Участки плавления представляют собой неправильные, лапчатые обособления, приуроченные к межзерновым промежуткам, выполненным шпинелью и клинопироксеном с акцессорным флогопитом, апатитом, амфиболом. Их общее содержание в породе 1–3%, размеры 0,1–5 мм. Структура участков плавления пористая благодаря присутствию округлых, изометрично удлиненных пустот размером 0,01–2 мм и, вероятно, представляющих бывшие флюидные или газовые включения. Приблизительный состав участков плавления без объема пустот и пор (в %): светлое рыжее стекло — 16; закалочные зональные кристаллы оливина — 19; идиоморфные зональные кристаллы клинопироксена — 53; полигональные зерна шпинели — 12.

Зерна пироксенов и оливинов на контакте с участками плавления имеют изъеденные, коррозионные каймы, наиболее широкие в клинопироксене. Эти каймы испещрены мельчайшими обильными порами, имеющими червеобразную форму и частично заполненными стеклом, точечной шпинелью и, возможно, флюидом. Скелетные закалочные кристаллы оливина и клинопироксена прирастают к коррозионным каймам крупных зерен этих минералов и нередко имеют единую оптическую ориентировку с последними. Особенно это характерно для клинопироксена, так что стекло как бы выполняет негативные кристаллические формы между идиоморфными мелкими зернами клинопироксена, имеющими единую ориентировку и соединяющимися с первичным зерном. Амфибол встречается в шлифах, где он отмечается в виде мелких реликтовых оплавленных зерен в участках плавления. Апатит в шлифах не обнаружен, в штуфе он развит в виде оплавленных зерен с закругленными контурами.

Ксенолит флогопит-амфиболового верлита (обр. 4-77) представляет собой часть округлого включения размером 5 × 6 × 6,5 см. Это темно-серая среднезернистая порода из группы включений Al-авгитового ряда, содержащая до 5–10% кавернозных пор и уходящих внутрь каналов, неровные стенки которых покрыты интерстиционным материалом. Модальный минеральный состав первичного парагенезиса (в %): шпинель — 1–3; флогопит — 1–3; керсутит — 45–50; клинопироксен — 30–40; оливин — 7–10; ортопироксен — 2–5. Структура породы пойкилобластовая благодаря развитию крупных зерен амфибола, включающих в себя пойкилитовые реликты клинопироксена, ортопироксена, реже оливина. Флогопит развивается в виде пятнистых неправильных участков по керсутиту. Интерстиционные участки со стеклом развиты на стыках зерен первичного парагенезиса, имеют неправильную лапчатую форму и содержат сравнительно редкие закалочные кристаллы оливина (2%), клинопироксена (3%), а также очень тонкие иголки керсутита (5–10%), точечные выделения рудного (1%) и неопределенные мельчайшие микролиты прозрачного минерала. Стекло окрашено в светлый коричневый цвет. Участки чистого стекла без микролитов очень малы — 5 × 5 мкм. Внутри включения отмечаются тонкие извилистые трещины, выполненные стеклом с мелкими редкими микролитами оливина, клинопироксена, керсутита, с точечным рудным и мелкими кристаллами лейцита (до 5%).

Ксенолит амфиболового верлита с акцессорным флогопитом (обр. Н-Зв-77) представляет собой небольшое округлое включение (2,5 × 3,0 × 3,5 см) из включений Al-авгитового ряда. Порода темно-серая, средне-

зернистая, характеризуется следующим минеральным составом (в %): флогопит — 1, амфибол — 5–7, оливин — 30–35, клинопироксен — 55–60, ортопироксен — 3. Выполнения пор и каналов занимают 10–15% объема, содержание пустых пор — около 5%. Структура породы гипидиоморфно-зернистая с наиболее хорошо проявленным идиоморфизмом мелких зерен оливина. Клинопироксен образует крупные ксеноморфные кристаллы, по которым в виде пятнистых участков развивается керсутит. Последний образует также самостоятельные ксеноморфные зерна, реакционно разъедающие включенные в них оливин и пироксен. Участки плавления развиты в виде извилистых, лапчатых обособлений по границам первичных минералов и выполнены интерстиционным материалом. Интерстиции (без учета пустот и пор) имеют следующий приблизительный состав (в %): стекла — 35; закалочного оливина — 35; закалочного клинопироксена — 10; закалочного амфибола — 5; закалочного плагиоклаза (плагиоклаз зонален № 50–30) — 15.

Шлаковая базальтовая корочка на ксенолите состоит из 10–20% мелких вкрапленников и микролитов оливина (0,02–0,5 мм), 10–15% микролитов клинопироксена (0,01–0,1 мм), 3–5% точечного магнетита и стекла с войлоком недиагностированных микролитов.

Обр. 108-75 — типичная пористая слабо обохренная лава нефелинового базанита, имеющего мелкопорфировое строение и гиалопилитовый базис. Порода содержит 3–5% мелких (1–5 мм) обломанных вкрапленников светло-зеленого оливина (иногда в сростках с изумрудно-зеленым клинопироксеном и темно-коричневой шпинелью), а также 5–10% более мелких (0,1–1 мм) идиоморфных выделений оливина, 30–35% игольчатых микролитов клинопироксена, 10% тонких лейст зонального плагиоклаза, 3–5% точечного магнетита в светло-коричневом прозрачном стекле. В мелких порах обнаружены неправильные кристаллы лейцита.

Обр. 138-75 — лейцитовый базанит, близкий по типу базальтам, включающим ксенолиты флогопит-амфиболового верлита (обр. 4-77) и амфиболового верлита (обр. Н-3в-77). Представляет собой мелкопористую смоляно-черную лаву с 1–3% тонких (0,05–0,5 мм) пор. В породе отмечаются единичные мегакристаллы розоватого полупрозрачного анортотлаза (1,2–1,7 см) и смоляно-черного клинопироксена, а также более мелкие (0,3–0,8 см) зерна зеленоватого оливина. Под микроскопом имеет мелкопорфировый облик благодаря присутствию мелких (0,05–0,4 мм) идиоморфных вкрапленников оливина (5–10%), около 3 мелких (0,1–0,5 мм) вкрапленников клинопироксена, 1–3% точечных выделений рудного, 3–5% изометричных выделений лейцита. Мезостазис состоит из войлока микролитов клинопироксена и плагиоклаза (?), пропитанных стеклом.

В табл. 1 приведены анализы стекол из участков плавления в шпинелевом лерцолите 39-77 (№ 1–8), в флогопит-амфиболовом верлите 4-77 (№ 13–16), в амфиболовом верлите с аксессуарным флогопитом Н-3в-77 (№ 18–26). Кроме того, здесь приведены состав стекла из интерстиции в ксенолите 39-77 (шпинелевый лерцолит), граничащей с шлаковой базальтовой корочкой на этом ксенолите (№ 10), два анализа стекол в шлаковой базальтовой корочке на границе с интерстицией (№ 11, 12), а также средние значения из анализов стекол в нефелиновом и лейцитовом базанитах (№ 28, 29). В целом для стекол из участков плавления во включениях

Таблица 1

Составы стекол из глубинных включений Токинского Становика (в мас. %)

Оксиды	7-10*	8-7	8-8	8-15	9-5	10-3	12-4
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,51	55,02	56,02	54,37	52,76	53,88	54,85
TiO ₂	1,42	1,40	1,37	1,50	1,52	1,46	1,42
Al ₂ O ₃	24,13	24,54	24,83	25,06	23,50	24,54	22,23
FeO	2,82	2,76	2,48	2,03	2,79	3,02	2,41
MnO	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05
MgO	2,01	2,26	1,77	2,47	2,04	2,46	2,55
CaO	4,98	5,05	3,97	4,54	4,88	5,24	4,36
Na ₂ O	5,41	9,05	9,81	9,01	9,45	7,37	4,71
K ₂ O	1,28	1,30	1,22	2,01	1,36	4,26	8,16
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	0,04	0,10	0,02	—	—
NiO	—	—	0,01	0,04	—	—	—
Сумма	96,67	101,48	101,56	101,16	98,35	102,26	100,74

* Номер образца.

** Fe₂O₃/FeO.

Примечание. Все железо в виде FeO. № 1-8 - стекла из участков плавления внутри ксенолита шпинелевого перцолита с акцессорным апатитом, флогопитом, амфиболом (39-77); № 9 - среднее из восьми анализов стекол в шпинелевом перцолите (39-77); № 10 - стекло в участке плавления, расположенного в 100 мкм от шлаковой корочки; № 11 - стекло в шлаковой корочке на границе с участком плавления (смешанное стекло); № 12 - стекло в шлаковой корочке на расстоянии 300-400 мкм от контакта с ксенолитом; № 13-16 - стекла из участков плавления в флогопит-амфиболовом верлите (4-77); № 17 - среднее из четырех анализов стекол во включении флогопит-амфиболового верлита (4-77); № 18-26 - стекла из участков плавления в амфиболовом верлите с акцессорным флогопитом (Н-Зв-77);

Оксиды	С-4	1-3	1-10	6-2-2	6-7	11-13	11-14	11-15
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	48,15	57,14	52,61	51,82	46,64	53,74	58,11	59,27
TiO ₂	0,26	2,03	3,03	2,09	1,76	1,36	2,80	2,36
Al ₂ O ₃	26,43	22,55	22,89	22,95	17,92	21,25	25,33	25,25
FeO	2,74	5,26	7,20	7,01	6,57	6,71	4,17	4,55
MnO	0,05	0,13	0,16	0,19	0,30	0,23	0,18	0,10
MgO	3,63	1,19	1,42	1,62	1,59	1,19	0,50	1,50
CaO	3,87	2,53	5,00	4,97	2,02	3,55	2,43	2,04
Na ₂ O	8,72	4,51	5,44	4,65	4,09	1,73	0,95	2,38
K ₂ O	3,25	5,63	5,65	5,54	5,30	4,07	4,11	4,63
Cr ₂ O ₃	0,01	—	—	—	—	—	—	—
NiO	0,01	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,12	100,97	103,40	100,84	86,19	93,83	97,14	102,52

	12-5	С-8	7/14	7/16	7/17	1-04	3-03	2-12	2-13
	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	55,22	54,58	52,57	51,48	48,38	44,67	54,46	44,62	48,86
	1,42	1,44	1,65	1,47	1,32	0,18	0,27	0,35	0,24
	22,87	23,96	23,07	22,41	19,00	22,91	21,11	28,74	32,97
	2,55	2,61	6,84	6,08	6,10	2,41	5,89	1,46	1,17
	0,05	0,04	0,09	0,09	0,13	0,07	0,05	0,05	0,02
	2,47	2,25	1,51	1,47	1,47	3,27	9,65	1,19	0,38
	5,05	4,76	5,11	6,86	5,92	5,76	0,22	6,12	3,39
	5,54	7,54	5,71	3,76	4,19	11,36	7,24	8,49	7,79
	6,75	3,29	2,17	8,59	7,32	2,72	3,97	2,65	3,66
	0,03	0,03	0,01	—	—	0,00	0,04	0,00	0,00
	—	0,01	—	—	—	0,00	—	0,05	0,00
	101,92	100,51	98,73	102,21	93,83	83,35	102,90	93,72	98,48

№ 27 - среднее из девяти анализов стекол в амфиболовом верлите с акцессорным флогопитом (Н-Зв-77); № 28 - среднее из восьми анализов стекол в нефелиновом базаните (108-75); № 29 - среднее из четырех анализов стекол в лейцитовом базаните (138А-75); № 30 - среднее из десяти анализов нефелиновых и лейцитовых базанитов Токинского Становика [3]; № 31 - валовой состав расплава, полученный расчетным путем из 16% среднего стекла № 9 (см. табл. 1), 53% закалочного клинопироксена № 16 (см. табл. 2), 19% закалочного оливина № 6 (см. табл. 2). 12% закалочной шпинели № 21 (см. табл. 2); № 32 - валовой состав расплава, полученный расчетным путем из 35% среднего стекла (см. табл. 1, № 22-26), 35% закалочного оливина № 10 (см. табл. 3), 10% закалочного клинопироксена № 7 (см. табл. 4), 5% закалочного амфибола № 15 (см. табл. 4) и 15% плагиоклаза № 40 [1].

	11-24	11-25	С-9	С-8	С-4	12А	12Б	12В	12Г
	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	56,59	54,31	54,47	51,53	51,36	45,43	43,29	49,56	46,77
	2,61	2,16	1,87	1,54	2,36	0,84	1,34	1,34	0,57
	18,22	26,25	22,51	22,38	22,53	14,84	11,23	12,93	23,49
	6,03	5,09	5,84	6,84	7,48	5,47/6,14**	3,07	8,69	4,61
	0,13	0,13	0,17	0,11	0,15	0,17	0,08	0,14	0,22
	8,42	0,84	2,03	1,61	1,58	7,54	19,88	18,56	6,44
	4,03	2,20	3,20	3,89	3,97	8,00	11,51	4,88	4,98
	1,56	1,14	2,94	4,59	4,43	4,92	1,94	1,74	7,42
	4,21	4,62	4,86	5,12	6,06	2,89	0,53	1,73	0,39
	0,05	—	—	—	—	—	5,73	—	—
	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—
	101,60	97,19	98,18	97,94	99,10	97,75	98,17	99,57	94,89

характерны высокие содержания алюминия и суммы щелочей. Эти особенности свойственны известным по литературным данным стеклам из глубинных включений в щелочных базальтах мира [7–11]. На треугольных диаграммах (рис. 1, 2) точки, соответствующие стеклам из шпинелевого лерцолита, смещены по отношению к стеклам из включений других регионов мира к вершинам A и Na_2O . Стекла из нефелинового базанита относительно стекол в ксенолите более калиевые (см. рис. 2) и более железистые (см. рис. 1). Точка состава стекла из базанита Виктории, по Ф.Фрею [9], лежит внутри поля точек нефелиновых базанитов Токинского Становика. Точки стекол из обр. 39-77 не совпадают на диаграммах (см. рис. 1, 2) с областью состава керсутитов из глубинных включений и мегакристаллов в щелочных базальтоидах Токинского Становика и с полем самих базальтоидов. Средний нефелиновый и лейцитовый базальт Токинского Становика (см. № 30 в табл. 1) содержит по сравнению со стеклами из обр. 39-77 существенно более высокие концентрации CaO , MgO , FeO , TiO_2 и более низкие — Al_2O_3 и SiO_2 . Вполне определенные отличия устанавливаются между стеклами из шпинелевого лерцолита 39-77 и стеклами из шлаковой корочки и нефелинового базанита 108-75 (см. № 10, 12, 28 в табл. 1).

На треугольниках составов (см. рис. 1, 2) стекла из корочки и базанита смещены к вершинам K_2O и F . Смещение стекол из внутренних участков плавления в ксенолите и из шлаковой корочки очень незначительно и отмечается лишь в пределах 100–250 мкм на границе участка плавления, непосредственно соединяющегося с материалом шлаковой корочки (см. № 11 в табл. 1; рис. 1, 2). Предполагаемый состав расплава, рассчитанный исходя из среднего состава участков плавления и состава закалочных оливина, клинопироксена, шпинели и стекла, отличается от среднего базанита Токинского Становика высокой магниальностью и существенно более низкими концентрациями щелочей, TiO_2 , FeO (см. № 30, 31 в табл. 1). Этот состав сопоставим с пикритовыми базальтами, но характеризуется аномально низким содержанием FeO и, вероятно, не может рассматриваться в качестве родительского для щелочных базальтоидов Токинского Становика.

Анализы четырех стекол из флогопит-амфиболового верлита (4-77) и девяти стекол из флогопитсодержащего амфиболового верлита (Н-Зв-77), а также из средние значения приведены в табл. 1 и нанесены треугольники составов в координатах $A-F-M$ и K_2O-Na_2O-CaO (рис. 3, 4). По сравнению со стеклами из шпинелевого лерцолита стекла из флогопит-амфиболового верлита (4-77) менее кремнекислые, менее титанистые и содержат более высокое суммарное содержание щелочей. На диаграмме AFM точки стекол из образца 4-77 (кроме одной точки) смещены к вершине A , а на диаграмме K_2O-Na_2O-CaO они располагаются между крайними точками стекол из шпинелевого лерцолита и полем точек из нефелиновых и лейцитовых базанитов (обр. 108-75, 138А-75). Не исключено, что низкое содержание SiO_2 и TiO_2 в стеклах образца 4-77 связано с обилием недиагностированных микролитов клинопироксена и амфибола. Из-за невозможности учесть состав этих минералов в участках плавления состав последних для ксенолита 4-77 не рассчитывался.

Стекла из флогопитсодержащего амфиболового верлита Н-Зв-77 в

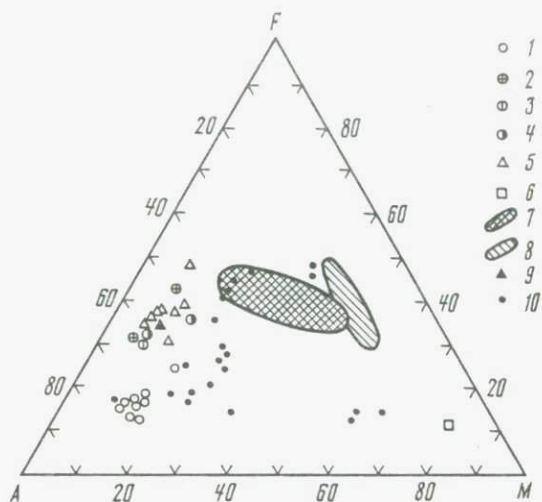


Рис. 1. Диаграмма AFM для стекол в ксенолите шпинелевого перидолита (39-77), в шлаковой корочке на ксенолите и в нефелиновом базальте (108-75).

Стекла в участках плавления: 1 — центральная часть шпинелевого перидолита; 2 — на расстоянии 100 мкм от шлаковой корочки на ксенолите; 3 — смешанные стекла на границе участка плавления ксенолита и шлаковой корочки; 4 — стекла в шлаковой корочке в 300 мкм от участка плавления; 5 — стекла в нефелиновом базальте; 6 — расплав, рассчитанный из среднего состава участков плавления (см. табл. 1, № 31); 7 — поле щелочных базальтоидов Токинского Становика; 8 — поле керсутитов из глубинных включений и мегакристов в щелочных базальтоидах Токинского Становика; 9 — стекло в базальте Виктории; 10 — составы стекол из глубинных включений

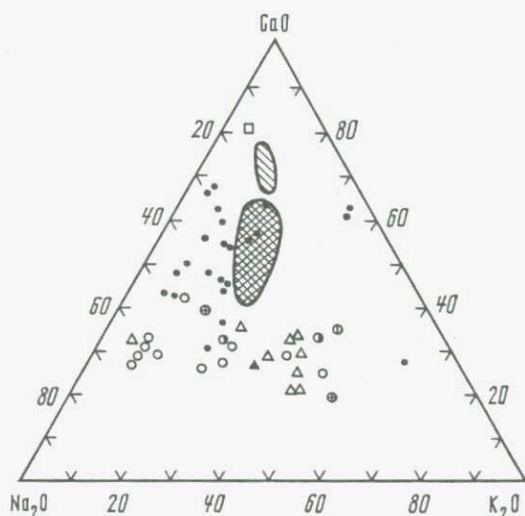


Рис. 2. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (в мас. %) для стекол в ксенолите шпинелевого перидолита (39-77), шлаковой корочки на ксенолите и в нефелиновом базальте (108-75)

Обозначения те же, что на рис. 1

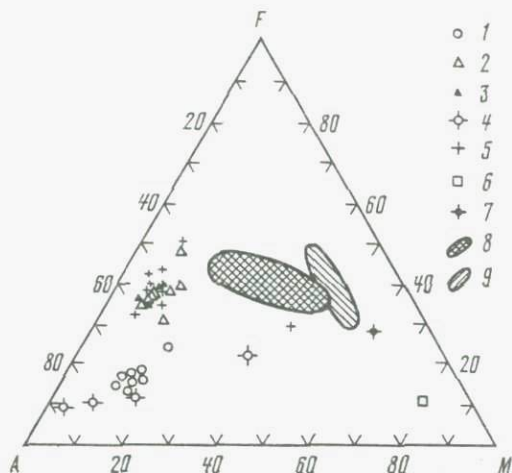


Рис. 3. Диаграмма AFM для стекол в ксенолитах шпинелевого лерцолита (39-77), флогопит-амфиболового верлита (4-77), амфиболового верлита с акцессорным флогопитом (Н-Зв-77), в нефелиновом (108-75) и лейцитовом (138-А) базанитах

1 — стекла внутри шпинелевого лерцолита; 2 — стекло в нефелиновом базаните; 3 — стекло в лейцитовом базаните; 4 — стекло в флогопит-амфиболовом верлите (4-77); 5 — стекло в амфиболовом верлите (Н-Зв-77); 6 — расплав, рассчитанный из среднего состава участков плавления шпинелевого лерцолита (см. табл. 1, № 31); 7 — расплав, рассчитанный из среднего состава участков плавления в амфиболовом верлите (см. табл. 1, № 32); 8 — поле щелочных базальтоидов Токинского Становика; 9 — поле керутинов из глубинных включений и мегакристов в щелочных базальтоидах Токинского Становика

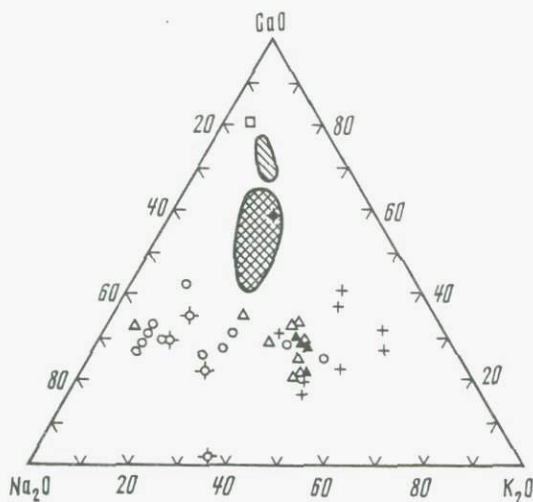


Рис. 4. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (в мас.%) для стекол в ксенолитах шпинелевого лерцолита, флогопит-амфиболового верлита, амфиболового верлита и нефелиновом и лейцитовом базанитах

Обозначения те же, что на рис. 3

целом более железистые, чем в ксенолите 39-77 и 4-77. На треугольной диаграмме (см. рис. 3) их положение в целом совпадает с точками стекол из базанитов, а на диаграмме (см. рис. 4) часть составов стекол Н-Зв-77 сильно смещена к вершине K_2O , что отражает увеличение роли калия в сумме щелочей. В связи с тем что включение Н-Зв-77 незначительное и содержит большое количество участков плавления (10–15%), в нем могли проявиться процессы смещения с базанитом. Поэтому для подсчета среднего состава расплава в участках плавления ксенолита Н-Зв-77 взято среднее для пяти анализов стекол, наиболее отличающихся на диаграмме K_2O-Na_2O-CaO от состава стекол из базанитов (№ 22–26). Этот расчетный расплав (см. № 32 в табл. 1) также существенно отличается от среднего значения для нефелиновых и лейцитовых базанитов Токинского Становика (см. № 30 в табл. 1). Главные отличия заключаются в высоком содержании MgO , пониженном — CaO и Na_2O . По всей вероятности, эти различия в существенной мере связаны с некоторыми ошибками при учете среднего минерального состава интерстиционных выполнений, возникающими за счет трудностей таких подсчетов в шлифах и на зонде. На треугольниках составов (см. рис. 3, 4) средний состав расплавного участка (№ 32) располагается по соотношению приведенных в вершинах окислов значительно ближе к полю базанитов Токинского Становика, чем состав расплавных участков из шпинелевого лерцолита (см. № 31 в табл. 1).

Интересные данные получены по составу первичных составов минералов и составов резорбированных каемок на них, расположенных на границе с участками плавления, а также составов одноименных закалочных кристаллов.

Данные по составу закалочного оливина в участках плавления внутри ксенолита 39-77 подтвердили наблюдения Ф. Фрея с соавторами [9] о более магнизальном составе закалочного оливина по сравнению с оливином первичного парагенезиса (ср. № 1, 3 с № 5, 6 в табл. 2; рис. 5). Установлена также более высокая магнизальность оливина в резорбированных каймах (см. № 2 в табл. 2; рис. 5). Напротив, прямой тип зональности наблюдается на первичном оливине, контактирующем с участками смешанного стекла (11–13% фаялита) и со шлаковой корочкой (16–17% фаялита). Мелкие вкрапленники оливина в шлаковой корочке изменяются по составу от 15% фаялита в ядре до 20% фаялита во внешних зонах. Более крупные вкрапленники (1–5 мм) в нефелиновом базаните также обнаруживают прямую зональность (11–14–23% фаялита) и являются, вероятно, обломками дезинтегрированных ксенолитов (см. рис. 5).

По-видимому, более магнизальный состав резорбированных кайм на первичном оливине в участках плавления внутри ксенолита свидетельствует о преимущественном вхождении в развивающиеся выплавки легкоплавкого фаялитового минала. Разный тип зональности первичного оливина на контакте с внутренними участками плавления, с одной стороны, и на контакте со смешанными стеклами и с базальтовой корочкой — с другой, указывает на изолированность участков плавления в ксенолите 39-77 от включающего его базанита и об очень незначительном смещении расплавов в приконтактных зонах ксенолита.

Резорбированные каймы на первичных кристаллах клинопироксена значительно шире, чем на оливине, и характеризуются существенным сниже-

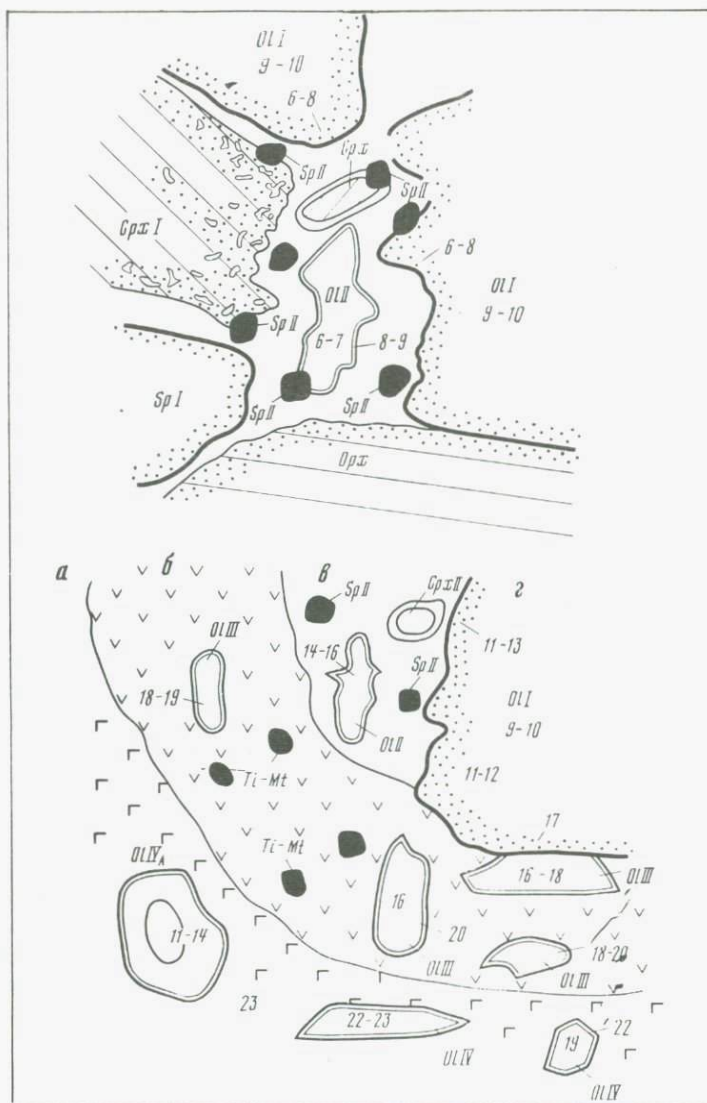


Рис. 5. Схематическое изображение участков плавления внутри ксенолита шпинелевого лерцолита 39-77 (вверху) и на контакте ксенолита с шлаковой базальтовой корочкой (внизу)

OII, *CpxI* – оливин, клинопироксен из первичного парагенезиса; *OIII*, *CpxII*, *SpII* – закалочные кристаллы оливина, клинопироксена, шпинели в участках плавления; *OIII* – микролиты оливина в шлаковой корочке на включениях; *OIV* – микролиты оливина в нефелиновом базаните 138А-75; *OIVA* – мелкие вкрапленники оливина в нефелиновом базаните 138А-75;

а – нефелиновый базанит 138А-75; *б* – шлаковая корочка на включениях, *в* – участок плавления на границе включения непосредственно соединяющейся со шлаковой корочкой, *г* – граница включения шпинелевого лерцолита. Цифрами показано содержание фаялита в оливине

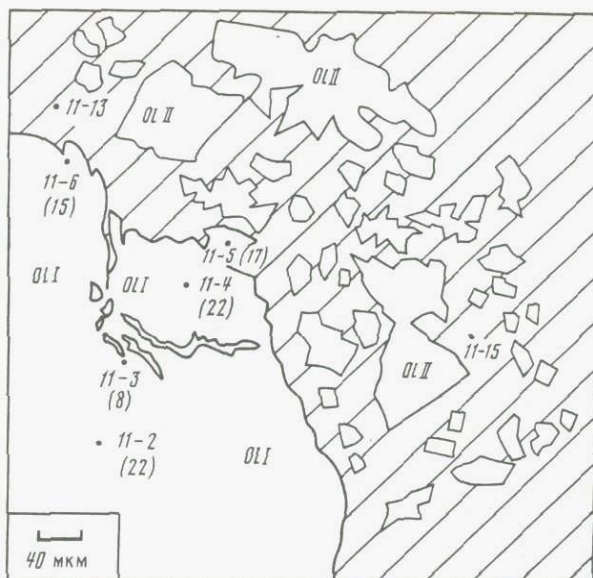


Рис. 6. Участок плавления амфиболового верлита (Н-3в-77) – зарисовка с фотографии на микроанализаторе MS-46

11-13, 11-15 – стекла из участков плавления, 11-6, 11-5, 11-4, 11-3, 11-2 – оливин (Ol II) первичного парагенезиса, расположенный на границе участка плавления. Содержание фаялита (в скобках) уменьшается на границе с участком плавления, содержащим многочисленные закалочные кристаллы и вблизи коррозионных залитов, проплавливающих первичный оливин

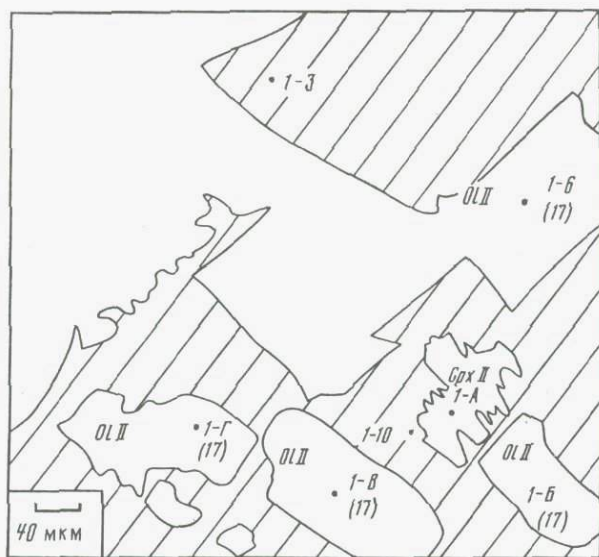


Рис. 7. Участок плавления амфиболового верлита (Н-3в-77)

1-3, 1-10, – стекла из участков плавления; 1-6, 1-Б, 1-В, 1-Г – оливин (Ol II) из закалочных кристаллов, 1-А (Cpx II) – закалочный клинопироксен. Зарисовка с фотографии на микроанализаторе MS-46

Таблица 2

Состав оливина (Ol), клинопироксена (Cpx), ортопироксена (Opx), шпинели (Sp), Ti-магнетита (Mgt) из первичного парагенезиса, реакционных кайм, закалочных кристаллов в ксенолите шпинелевого лерцолита (39-77) и составы микролитов в нефелиновом базаните (в мас. %)

Компоненты	ОЦ (8/9)	ОЦА	ОЦ(7-01)	ОЦА (7-03)	ОЦП (8-12)	ОЦП (8/4А)	ОЦПА (7/12)	ОЦП(8-06)	ОЦП(31-09)	ОЦПА (31-10)	СрхI (7/1)	СрхIA (7/2)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	39,74	41,82	39,99	39,04	41,65	41,64	39,11	38,38	39,03	37,21	54,18	52,87
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	0,06	0,01	0,00	0,18	0,30
Al ₂ O ₃	"	"	0,04	0,11	0,03	"	0,07	0,06	0,05	0,03	4,58	3,74
FeO	9,27	7,63	9,41	16,17	7,15	7,03	16,37	18,27	15,22	21,20	2,76	2,72
MnO	0,15	0,12	0,15	0,23	0,13	0,11	0,20	0,29	0,20	0,38	0,11	0,09
MgO	48,30	51,02	47,16	41,75	52,30	51,44	43,51	41,05	45,27	40,09	15,23	16,36
CaO	0,05	0,10	0,05	0,21	0,19	0,17	0,22	0,40	0,19	0,37	18,11	19,72
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2,60	1,29
K ₂ O	"	"	"	"	"	"	0,01	0,02	"	"	Не обн.	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,01	"	0,14	0,05	0,06	0,02	0,016	0,019	2,12	2,29
NiO	0,31	0,30	0,33	0,18	Не обн.	0,29	0,09	0,06	0,19	0,09	Не обн.	Не обн.
Сумма	97,85	101,05	97,14	97,70	101,59	100,73	99,66	98,61	100,32	99,56	99,87	99,38
Si	0,995	1,004	1,004	1,010	0,993	1,001	0,993	0,995	0,982	0,974	1,955	1,927
Ti	—	—	—	—	—	—	0,002	0,001	—	—	0,005	0,008
Al	—	—	0,002	0,003	0,001	—	0,002	0,002	0,002	0,001	0,195	0,161
Fe	0,194	0,153	0,198	0,350	0,143	0,141	0,348	0,396	0,320	0,464	0,083	0,083
Mn	0,003	0,002	0,001	0,005	0,003	0,002	0,004	0,006	0,004	0,008	0,003	0,003
Mg	1,804	1,826	1,766	1,610	1,859	1,843	1,648	1,587	1,699	1,565	0,819	0,889
Ca	0,001	0,003	0,001	0,006	0,005	0,004	0,006	0,011	0,005	0,011	0,700	0,770
Na	—	—	—	—	—	—	—	0,000	—	—	0,182	0,091
K	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—
Cr	0,001	0,001	—	—	0,003	0,001	0,001	0,001	—	—	0,060	0,066
Ni	0,006	0,006	0,008	0,004	—	0,006	0,002	0,003	0,004	0,002	—	—
Сумма	3,004	2,997	2,980	2,988	3,005	2,999	3,006	3,003	3,016	3,025	4,002	3,998

* Fe₂O₃/FeO.

Примечание. 1 — первичный оливин из центральной части зерна внутри включения; 2 — оливин из узкой (50 мкм) реакционной каймы на зерне; 3 — центр зерна в 450 мкм от базальтовой корки; 4 — край того же зерна на контакте 30–50 мкм с коркой; 5, 6 — закалочный оливин в интерстиции внутри включения; 7 — закалочный оливин в интерстиции на границе с коркой — участок смешанного стекла; 8 — оливин в базальтовой корочке; 9 — оливин в нефелиновом базаните (108-75) — центр мелкого вкрапленника; 10 — край этого же оливина (39-09); 11 — первичный клинопироксен из центральной нерезорбированной части крупного кристалла в ксенолите; 12 — клинопироксен из резорбированной внешней части зерна (7/1); 13 —

клинопироксен в центре зерна (первичный состав); 14 — клинопироксен на краю зерна (8/1), в 25 мкм от интерстиции; 15 — микролит клинопироксена в стекле; 16 — скелетный кристалл закалочного клинопироксена (50 X 250 мкм) в участке плавления внутри-ксенолита; 17 — микролит клинопироксена (20 X 80 мкм) в шлаковой корочке; 18 — микролит клинопироксена (25 X 55 мкм) в нефелиновом базаните (108-75); 19 — первичный ортопироксен в центре зерна; 20 — первичная шпинель из крупного зерна в ксенолите; 21 — закалочная шпинель (15 X 20 мкм) в участке плавления внутри ксенолита; 22 — Ti-магнетит из шлаковой корочки; 23 — Ti-магнетит из нефелинового базанита (108-75). Здесь и далее в скобках — номер образца.

нием содержания Na₂O и увеличением TiO₂ (см. табл. 2). Эта тенденция еще более заметна в закалочных кристаллах, а также в микролитах из базальтовой корочки на ксенолите и в микролитах из нефелинового базанита. По сравнению с резорбированными каймами и закалочным клинопироксеном из участков плавления микролиты содержат существенно больше TiO₂, FeO, Al₂O₃, существенно меньше Cr₂O₃, MgO и Na₂O. Менее

четко, чем для Na₂O и TiO₂, для реакционных каемок на первичном клинопироксене и для закалочных кристаллов выражено снижение содержаний FeO и увеличение содержания Cr₂O₃. Процессы плавления клинопироксена осложняются, по всей вероятности, инконгруэнтным выделением шпинели [6]. Однако можно предположить, что в целом плавление идет с преимущественным вхождением в расплав сравнительно легкоплавких миналов,

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	СрхI(8/1)	СрхIA(8/2)	СрхII(8/3)	СрхII(12/3)	СрхII(8/11)	СрхIII(31/7)	ОрхI(39-77)	SpI(7/4)	SpII(7/8)	Ti-MgtIII(8/14)	Ti-MgtIII(32/09)
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	52,15	50,81	50,25	50,44	44,64	43,51	55,77	0,06	0,10	0,52	0,10
TiO ₂	0,37	0,82	0,95	0,93	3,11	5,63	0,04	0,29	0,97	10,84	15,63
Al ₂ O ₃	3,79	5,60	6,43	6,26	7,11	9,62	1,90	26,80	34,60	12,09	7,96
FeO	2,35	2,19	2,18	2,16	10,77	8,07	1,86/4,36*	16,39	14,02	59,99	64,29
MnO	0,09	0,07	0,07	0,08	0,19	0,11	0,15	0,24	0,19	0,51	0,46
MgO	16,22	14,72	15,70	14,59	11,70	10,19	34,16	14,59	16,85	3,91	6,09
CaO	20,08	20,45	20,03	20,22	22,44	22,80	0,50	He обн.	He обн.	He обн.	0,13
Na ₂ O	1,24	1,10	1,50	1,37	0,65	0,53	0,22	"	"	"	He обн.
K ₂ O	He обн.	0,02	0,04	He обн.	0,08	He обн.	0,05	"	"	"	0,01
Cr ₂ O ₃	1,82	2,63	2,76	3,23	0,08	0,02	0,47	42,68	33,50	11,62	1,48
NiO	He обн.	He обн.	He обн.	0,05	0,07	He обн.	0,14	0,15	0,19	0,04	0,08
Сумма	99,11	98,41	99,91	99,33	100,84	100,48	99,62	101,20	100,42	99,52	96,23
Si	1,924	1,874	1,830	1,847	1,695	1,637	1,925	0,019	0,003	0,019	0,004
Ti	0,010	0,023	0,026	0,026	0,089	0,159	—	0,007	0,021	0,299	0,457
Al	0,165	0,243	0,276	0,270	0,318	0,427	0,079	0,941	0,168	0,522	0,364
Fe	0,073	0,068	0,066	0,066	0,342	0,254	0,048/0,124*	0,408	0,336	1,839	2,088
Mn	0,003	0,002	0,002	0,002	0,006	0,003	0,004	0,006	0,005	0,016	0,015
Mg	0,892	0,809	0,852	0,796	0,913	0,572	1,757	0,648	0,719	0,214	0,352
Ca	0,794	0,808	0,781	0,793	0,662	0,919	0,019	—	—	—	0,005
Na	0,089	0,079	0,106	0,097	0,048	0,038	0,012	—	—	—	—
K	—	0,001	0,002	—	0,004	—	0,004	—	—	—	—
Cr	0,053	0,077	0,079	0,093	0,002	—	0,012	1,005	0,758	0,337	0,046
Ni	—	—	—	0,002	0,002	—	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003
Сумма	4,003	3,984	4,020	3,992	4,081	4,009	3,988	3,021	3,014	3,249	3,334

таких, как акмит и жадеит. Следует отметить также, что в исследованном нами случае не обнаружено заметного уменьшения $Ca_{ат}/Ca + Mg$, что свидетельствовало бы об увеличении температуры, как это показано у Джонса с соавторами [12].

Закалочная идиоморфная шпинель из участков плавления внутри ксенолита отличается от крупных ксеноморфных зерен первичного парагенезиса более высокими содержаниями TiO₂, Al₂O₃, MgO и более низким — Cr₂O₃ (см. № 21 в табл. 2). С другой стороны, закалочная шпинель из внутренних участков плавления резко отличается от точечного рудного в базисе базальтовой корочки и в нефелиновом базаните. В последних случаях это титаномагнетит с высокими концентрациями MgO, Cr₂O₃ и Al₂O₃ (см. № 21 в табл. 2).

При рассмотрении данных по составу оливина в центральных частях первичных зерен (OII) в узких резорбированных каемках (OIIA) на границах с участками плавления в ксенолитах 4-77 и Н-Н-Зв-77, а также в закалочных скелетных кристаллах (OIII) обращает на себя внимание отмеченная выше закономерность о более магниевом составе каемок и зака-

лочного оливина (табл. 3). На рис. 6 видно, что уменьшение содержания фаялитового минала (цифры в скобках) фиксируется в узких (50–100 мкм) зонах на границах с участками плавления (точки 11-5, 11-6), а также вблизи извилистых кавернозных участков, идущих от участков плавления (точка 11-3). На рис. 7 приводятся составы закалочных кристаллов оливина внутри участков плавления. Интересен тот факт, что наиболее магниевые ядра в зональных мелких вкраплениях оливина из лейцитового базанита (138А-77), включающего ксенолит амфиболового верлита (Н-Зв-77), содержат 22% фаялита, а их более железистые края — 28% фаялита (см. № 13, 14 в табл. 3).

Следовательно, трудно представить себе такую ситуацию, что более магниевые каймы на первичном железистом оливине и закалочные кристаллы этого минерала в участках плавления внутри ксенолита кристаллизуются в равновесии с базанитом. Очевидно, если и происходило смещение расплава из участков плавления внутри ксенолита с базанитом, как это можно предположить из анализа составов стекол в обр. Н-Зв-77, то это явление нужно отнести к сравнительно поздним этапам, когда

Таблица 3

Состав оливина (ОI) из первичного парагенезиса включений флогопит-амфиболовых верлитов (4-77, Н-Зв-77), из реакционных кайм, из фаз закалки в участках плавления и микролитов из лейцитового базанита (138А-75) (в мас. %)

Компоненты	ОИ(2-05)	ОИА(2-08)	ОЛИ(11-2)	ОПА(11-3)	ОИ(11-4)	ОПА(11-5)	ОПА(11-6)
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,30	38,84	38,45	38,59	38,20	39,50	39,43
TiO ₂	0,04	0,04	Не обн.	0,02	Не обн.	0,07	0,02
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	"	0,03	Не обн.
FeO	24,52	23,83	21,19	17,76	21,25	16,68	14,97
MnO	0,27	0,29	0,28	0,20	0,26	0,16	0,17
MgO	36,31	36,85	41,53	43,67	41,21	44,66	45,77
CaO	0,04	0,05	0,05	0,23	0,05	0,19	0,26
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	"	"	"	0,01	"	"	0,01
Cr ₂ O ₃	"	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,06
NiO	0,11	0,09	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,59	100,01	101,53	100,51	101,01	101,33	100,69
Si	1,010	1,016	0,981	0,979	0,980	0,987	0,985
Ti	0,001	0,001	—	—	—	0,001	—
Al	—	—	—	—	—	0,001	—
Fe	0,541	0,521	0,452	0,377	0,456	0,349	0,313
Mn	0,006	0,006	0,006	0,004	0,006	0,003	0,004
Mg	1,428	1,436	1,579	1,652	1,576	1,664	1,704
Ca	0,001	0,001	0,001	0,006	0,001	0,005	0,007
Na	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni	0,002	0,002	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	2,989	2,983	3,020	3,019	3,020	3,011	3,014
Fa	28,1	26,6	22,2	18,6	22,4	17,3	15,5

Примечание. 1 — оливин первичного парагенезиса (центр зерна) во флогопит-амфиболовом верлите (4-77); 2 — край в 15 мкм от интерстиции того же кристалла; 3 — оливин первичного парагенезиса из центра кристалла в амфиболовом верлите с акцессорным флогопитом Н-Зв-77 (см. рис. 6); 4 — оливин из этого же кристалла в точке, расположенной вблизи (30 мкм) с трещинкой, по которой в зерне располагаются червеобразные каверны; 5 — оливин из этого же кристалла в участке, не затронутым плавлением, в 50–70 мкм от стекла; 6 — оливин из этого же кристалла в

	ОИ(1-12)	ОИА(1-12а)	ОИП(1-6)	ОИП(1-В)	ОИП(1-Г)	ОИП(10-12)	ОИПА(10-13)
	8	9	10	11	12	13	14
	38,44	38,58	39,81	39,43	39,94	38,27	37,55
	0,02	Не обн.	0,04	Не обн.	Не обн.	0,03	0,08
	0,14	"	Не обн.	"	"	0,02	0,06
	21,35	16,85	16,15	16,34	15,30	20,34	25,07
	0,28	0,19	0,24	0,27	0,17	0,34	0,54
	39,66	40,69	44,91	43,02	42,87	40,35	35,68
	0,05	0,14	0,19	0,17	0,18	0,32	0,54
	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	"	"	0,02	"	"	"	0,02
	"	"	0,00	0,01	"	"	Не обн.
	0,15	0,18	0,13	0,12	0,12	0,05	0,02
	100,09	96,63	101,49	99,36	98,58	99,72	99,56
	0,995	1,014	0,991	1,004	1,018	0,991	0,998
	0,000	—	0,001	—	—	—	0,001
	0,004	—	—	—	—	—	0,002
	0,462	0,370	0,336	0,348	0,326	0,441	0,557
	0,006	0,004	0,005	0,006	0,004	0,007	0,012
	1,530	1,594	1,667	1,633	1,629	1,558	1,414
	0,001	0,004	0,005	0,005	0,005	0,009	0,015
	0,000	—	—	—	—	—	—
	0,000	—	0,001	—	—	—	0,001
	0,000	—	—	—	—	—	—
	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,001	—
	3,001	2,989	3,008	3,000	2,985	3,007	3,000
	23,2	18,8	16,8	17,6	16,7	22,1	28,3

20–30 мкм от стекла; 7 — оливин из этого же кристалла в 10–15 мкм от стекла; 8 — оливин первичного парагенезиса из центра кристалла; 9 — оливин из этого же кристалла в 40–50 мкм от стекла; 10 — оливины из закалочного кристалла из участка плавления, расположенного вблизи ОИ; 13 — оливин из центральной части мелкого идиоморфного вкрапленника в лейцитовом базаните (138А-75); 14 — оливин из краевой части этого же кристалла.

часть или все закалочные оливины и реакционные каймы на первичном оливине были уже образованы из расплавов, изолированных внутри включения от базанитов. Так же как и для описанного выше включения 39-77 (шпинелевый лерцолит), нужно допустить, что при плавлении оливина первичного парагенезиса (флогопит-амфиболовые верлиты) в расплав из краевых плавящихся зон экстрагируется наиболее легкоплавкий фаялитовый минал.

Данные по составу центральных и резорбированных краевых зон в первичном клинопироксене и амфиболе, а также закалочных кристаллов этих минералов в участках плавления флогопит-амфиболовых верлитов (4-77, Н-Зв-77) приведен в табл. 4. В резорбированных каймах по сравнению с центральными частями зерен существенно понижается содержание Na₂O и менее существенно — FeO. Менее однозначно ведут себя TiO₂ и Al₂O₃ — имеются случаи прямой и обратной зональности. Это явление,

Таблица 4

Состав клинопироксена (*Cpx*), амфибола (*Amf*), шпинели (*Sp*), Ti-магнетита (*Ti-Mgt*) из первичного парагенезиса, реакционных кайм и закалочных кристаллов в амфиболовых верлитах верлит-пироксенитовой (Al-авгитовой) группы

Компоненты	<i>CpxI</i> (2-23)	<i>CpxIA</i> (2-21)	<i>CpxIA</i> (2-22)	<i>CpxII</i> (2-19)	<i>CpxI</i> (6-1)	<i>CpxII</i> (6-3)	<i>CpxII</i> (1-А)	<i>AmfI</i> (4-06)	<i>AmfIA</i> (4-07)	<i>AmfII</i> (1-08)	<i>AmfII</i> (3-05)	<i>AmfI</i> (4-3)	<i>AmfI</i> (4-3в)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	53,06	50,66	50,10	50,25	51,10	53,14	50,95	41,17	40,78	40,07	40,63	40,61	40,61
TiO ₂	0,28	1,18	1,33	1,04	0,84	0,54	1,15	5,11	5,06	3,67	4,48	5,21	5,09
Al ₂ O ₃	1,97	2,25	4,29	4,72	6,30	5,16	3,53	13,99	14,63	14,99	13,17	13,54	14,45
FeO	8,00	6,77	7,30	7,53	4,95	5,03	4,67	9,55	9,17	8,56	8,40	7,85	7,76
MnO	0,36	0,14	0,14	0,20	0,14	0,11	0,15	0,08	0,05	0,11	0,11	0,09	0,10
MgO	13,82	12,88	12,41	12,52	14,00	14,50	15,07	12,98	13,09	13,02	14,23	13,53	13,45
CaO	19,92	22,68	21,71	21,28	19,88	19,96	21,81	11,07	11,08	11,28	10,68	10,78	10,85
Na ₂ O	1,59	0,71	1,01	1,18	1,74	1,52	0,56	2,57	2,59	5,13	3,02	2,69	2,64
K ₂ O	0,04	0,04	He обн.	0,05	0,01	0,01	0,02	2,02	2,08	2,08	1,71	1,96	1,98
Cr ₂ O ₃	0,01	0,08	0,03	He обн.	0,60	0,38	0,62	0,05	0,07	He обн.	0,07	0,24	0,24
NiO	He обн.	0,02	0,04	"	He обн.	He обн.	He обн.	0,03	He обн.	0,05	He обн.	He обн.	0,12
Сумма	99,05	97,41	98,36	98,77	99,56	100,35	98,52	98,62	98,60	98,96	96,50	96,50	97,29
Si	1,983	1,934	1,893	1,890	1,876	1,927	1,899	5,998	5,934	5,860	6,023	6,007	5,955
Ti	0,008	0,034	0,038	0,029	0,023	0,015	0,032	0,560	0,553	0,404	0,500	0,580	0,561
Al	0,250	0,216	0,231	0,237	0,152	0,153	0,146	1,163	1,116	1,046	1,041	0,971	0,951
Fe	0,087	0,101	0,191	0,209	0,273	0,220	0,155	2,402	2,508	2,585	2,301	2,360	2,497
Mn	0,011	0,005	0,004	0,007	0,004	0,003	0,005	0,009	0,009	0,013	0,014	0,011	0,013
Mg	0,770	0,733	0,699	0,702	0,766	0,784	0,837	2,819	2,838	2,840	3,145	2,983	2,941
Ca	0,798	0,928	0,879	0,858	0,782	0,776	0,871	1,728	1,727	1,768	1,696	1,709	1,704
Na	0,115	0,053	0,074	0,086	0,124	0,107	0,040	0,726	0,730	1,456	0,867	0,772	0,750
K	0,002	0,002	—	0,003	0,000	—	0,001	0,375	0,387	0,387	0,324	0,370	0,370
Cr	—	0,002	0,001	—	0,017	0,011	0,018	0,006	0,009	—	0,008	0,028	0,027
Ni	—	0,001	0,001	—	—	—	—	0,003	—	0,005	—	—	0,014
Сумма	4,024	4,009	4,011	4,021	4,017	3,996	4,004	15,789	15,811	16,364	15,919	15,791	15,783

Примечание. 1 — клинопироксен первичного парагенезиса из центральной части зерна в амфиболовом верлите с аксессуарным флогопитом (4-77); 2 — клинопироксен в узком краю того же зерна в 5–10 мкм от стекла; 3 — клинопироксен в 20 мкм от стекла (то же зерно); 4 — микролит клинопироксена в стекле (4-77); 5 — клинопироксен из центральной части зерна в амфибол-флогопитовом верлите (Н-Зв-77); 6 — клинопироксен из краевой части того же зерна в 30 мкм от стекла; 7 — микролит клинопироксена в стекле из амфибол-флогопитового верлита (Н-Зв-77); 8 — амфибол из первичного парагенезиса из центральной части зерна (4-77) в амфиболовом верлите с аксессуарным флогопитом; 9 — амфибол (край

того же кристалла); 10, 11 — микролиты амфибола в стекле (4-77); 12 — амфибол первичного парагенезиса из амфибол-флогопитового верлита (Н-Зв-77); 13 — амфибол из другой точки центральной части этого же зерна (Н-Зв-77); 14 — амфибол из краевой части этого же зерна в 30–60 мкм от участка плавления; 15 — микролит амфибола в стекле (Н-Зв-77); 16 — закалочная шпинель из амфиболового верлита с аксессуарным флогопитом (4-77); 17 — закалочный Ti-магнетит (4-77); 18, 19 — закалочная шпинель из амфибол-флогопитового верлита (Н-Зв-77); 20 — Ti-магнетит из лейцитовой базанита № 138-А.

возможно, отражает наложение двойной зональности — уменьшение содержания этих окислов при плавлении краевых кайм с преимущественным уходом TiO₂ и Al₂O₃ в расплав и повышение их концентраций при кристаллизации закалочных клинопироксенов. Данные для амфибола менее однозначны. В образце Н-Зв-77 в резорбированной кайме на амфиболе снижается содержание Na₂O и K₂O, однако эта особенность не подтверждается при анализе амфибола в обр. 4-77. По-видимому, отсутствие четкой закономерности в случае амфибола объясняется единичными анализами

этого минерала в центре и в резорбированных каймах и требует дополнительных исследований. Не исключено, что для амфибола также проявлены две совмещенные зональности — при плавлении краевых зон и затем при их доразивании при кристаллизации закалочного керсутита.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы. Во всех изученных нами случаях плавление в глубинных ксенолитах является процессом неравновесным по отношению ко всему объему плавящихся минералов, оно захватывает лишь их краевые зоны, и осуществляется

Таблица 4 (окончание)

Компоненты	<i>AmfIA</i> (4-3Б)	<i>AmfII</i> (4-17)	<i>SpII</i> (4-05)	Ti-Mgt (3-04)	<i>SpII</i> (4-15)	<i>SpII</i> (11-26)	Ti-Mgt (10-05)
	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	40,40	38,84	0,02	He обн.	He обн.	0,06	0,14
TiO ₂	5,11	9,94	0,28	53,56	1,45	0,70	20,60
Al ₂ O ₃	14,70	13,78	63,24	0,08	56,54	44,05	4,69
FeO	8,08	10,52	20,97	34,76	14,71	23,70	66,19
MnO	0,10	0,12	0,16	0,31	0,17	0,26	0,66
MgO	13,60	9,26	15,67	10,33	17,35	11,32	4,48
CaO	10,74	11,87	He обн.	0,03	He обн.	0,07	0,09
Na ₂ O	2,25	2,96	"	0,36	"	He обн.	He обн.
K ₂ O	1,67	1,68	0,01	0,19	"	"	0,05
Cr ₂ O ₃	0,28	0,14	0,76	0,09	8,27	19,85	0,73
NiO	He обн.	0,08	0,12	0,06	0,14	He обн.	0,03
Сумма	96,93	99,19	101,23	99,77	98,63	100,01	97,66
Si	5,931	5,706	0,001	—	—	0,002	0,006
Ti	0,564	1,098	0,005	1,278	0,029	0,015	0,601
Al	0,992	1,292	0,454	0,922	0,327	0,568	2,146
Fe	2,544	2,386	1,932	0,003	1,773	1,488	0,214
Mn	0,012	0,015	0,004	0,008	0,004	0,006	0,022
Mg	2,977	2,028	0,606	0,489	0,688	0,484	0,259
Ca	1,689	1,867	—	0,001	—	0,002	0,004
Na	0,639	0,842	—	0,022	—	—	—
K	0,313	0,314	—	0,008	—	—	0,003
Cr	0,032	0,016	0,015	0,002	0,174	0,450	0,022
Ni	—	0,009	0,003	0,001	0,003	0,000	0,001
Сумма	15,693	15,573	3,020	2,734	2,998	3,015	3,278

вначале как пленочный, капельный механизм. Минералы первичного парагенезиса плавятся очень неравномерно — наиболее интенсивно плавятся апатит, флогопит, амфибол, клинопироксен, менее интенсивно — оливин, ортопироксен, шпинель. В целом плавление ведет к обеднению краевых зон плавящихся минералов наиболее легкоплавкими компонентами, которые экстрагируются в расплав.

Равномерное распределение участков плавления внутри ксенолитов вне зависимости от контакта с базанитами свидетельствует о том, что процесс плавления не связан с попаданием ксенолитов в базанит. Исследованные составы стекол и закалочных фаз на контакте ксенолита шпинелевого лерцолита (39-77) со шлаковой базальтовой корочкой свидетельствуют об очень ограниченном масштабе смешения материала базанита с расплавленными участками во включении — порядка 100–250 мкм. Для более мелких включений, имеющих большой объем участков плавления, масштабы смешения с базанитами, возможно, возрастают, но этот процесс относится, вероятно, уже к концу кристаллизации закалочных фаз (ксенолит Н-Зв-77).

Приблизительный валовой состав расплавов, развивающийся в слабо

метасоматизированной мантии типа флогопитсодержащих шпинелевых лерцолитов с наложенными апатитом и амфиболом (Ст-диопсидовая группа), соответствует маложелезистым пикритовым базальтам и вряд ли может быть рассмотрен в качестве родительского расплава для щелочных базальтоидов Токинского Становика. Валовой состав расплавов, развивающийся во включениях флогопит-амфиболовой группы, более близок щелочным базальтоидам. По-видимому, главным источником щелочных базальтоидов является плавящийся в мантии материал наиболее метасоматизированного вещества, к которому относятся включения Al-авгитовой группы. В дальнейшем можно будет наметить корреляцию между наиболее щелочными типами базальтов, в том числе их более щелочными фазами, и степенью предварительной метасоматической подготовки плавящегося субстрата.

Плавление может быть связано с механизмом декомпрессии при подъеме блока, диапира в мантии. Начавшееся на каком-то уровне мантии плавление убыстрят подъем диапира благодаря механизму жидкой смазки.

Литература

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 4. 482 с.
2. Сейсмотектоника, вулканизм и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
3. Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 119 с.
4. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Семенова В.Г., Брандт С.Б., Костровицкий С.И. Мантийный метасоматоз и его роль в образовании кимберлитовых и щелочных оливин-базальтовых расплавов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 4–18.
5. Andersen T., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 1/2. P. 72–85.
6. Dickey J.S. (jr.), Yoder H.S. (jr.), Schairer J.F. Chromium in silicate-oxyde systems // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1971. Vol. 70. P. 118–122.
7. Forbes W.C., Starmer R.J. Kaersutite is a possible source of alkali olivine basalts // Nature. 1974. Vol. 250. P. 209–210.
8. Francis D.M. The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska // J. Petrol. 1976. Vol. 17. P. 357–378.
9. Frey F.A., Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38. P. 1023–1059.
10. Girod M., Dautria J.M., De Giovanni R. A first insight into the constitution of the upper mantle under the Hoggar Area (Southern Algeria): the lherzolite xenoliths in the alkali basalts // Contribs Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 77. P. 66–73.
11. Irving A.J. Megacrysts form the Newer basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 1503–1514.
12. Jones A.P., Smith J.V., Dawson J.B. Glasses in mantle xenoliths from Olmani, Tanzania // J. Geol. 1983. Vol. 91, N 2. P. 167–178.
13. Mac Rae N.D. Silicate glasses and sulfides in ultramafic xenoliths, Newer Basalts Victoria, Australia // Contribs Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 68. P. 275–280.

Л.В. Соловьева, Б.М. Владимиров, Л.Л. Завьялова

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НА ОСНОВАНИИ ДАННЫХ ПО ГЛУБИНЫМ КСЕНОЛИТАМ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Все разнообразие глубинных парагенезисов в ксенолитах из кимберлитов рассматривается как следствие метаморфических, магматических и метасоматических процессов, имевших место в верхней мантии Земли. Реконструкция первоначальной природы образцов по сохранившимся реликтовым структурам, выделение ранних и поздних наложенных парагенезисов, изучение контактовых взаимоотношений между разными литологическими типами пород в сложных образцах, а также массовые определения состава минералов на микроанализаторе позволили выделить среди зернистых (*granular*) типов ультраосновных включений из кимберлитов Сибирской платформы, представляющих, по мнению большинства исследователей [2, 3, 5, 6, 8, 9, 16], мантийную часть литосферы, целый ряд структурно-петрографических разновидностей, которые соответствуют определенным этапам развития континентальной верхней мантии.

Преобладающей по объему частью зернистых ультраосновных включений в большинстве кимберлитовых трубок (75–80%) являются гарцбургиты, перцолиты и реже дуниты шпинелевой, шпинель-гранатовой и гранатовой фаций метаморфизма. Они рассматриваются нами как серия метаморфических реститов, представляющих собой твердые остатки после массовой экстракции коровых компонентов. Наиболее характерные черты этих парагенезисов – четко проявленная сланцеватость, резкое обеднение пород в модальном минеральном составе гранатом и клинопироксеном (шпинелью и клинопироксеном), а в общем химизме – базальтоидными компонентами относительно такого модельного мантийного субстрата, как пиrolит А.Е. Рингвуда [6].

Структурный рисунок этих пород определяется крупными (0,5–1,0 см) удлинненными по сланцеватости зернами субидоморфного оливина (60–85%) и менее идиоморфного ортопироксена (10–30%). Гранат и клинопироксен (шпинель и клинопироксен) образуют обычно мелкие ксеноморфные зерна, выполняющие ориентированные по сланцеватости пород межзерновые промежутки (рис. 1, а). Такой тип структур и текстур обусловлен, по-видимому, пластическим течением пород и их перекристаллизацией в твердом состоянии в условиях мощного бокового давления, возможно с учетом небольшого количества межзерновой жидкой смазки [1].

Своеобразные серповидные формы межзерновых выполнений с характерными остроугольными окончаниями, ксеноморфное выполнение этих форм клинопироксеном и гранатом (клинопироксеном и шпинелью), графические сростки шпинели с клинопироксеном свидетельствуют о более позднем выделении этих минералов в межзерновые участки, являющиеся при стрессе и пластическом течении пород областями максимального накопления и разрешения деформаций в гетерогенной поликристал-

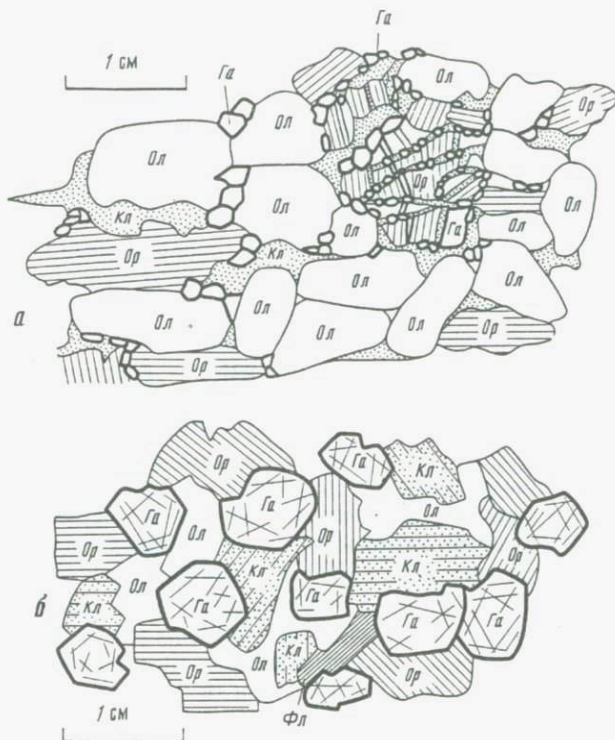


Рис. 1. Строение гранатовых леуколитов

а — типичная структура гранатовых леуколитов реститового метаморфического типа. Клинопироксен и гранат вытяжаты в межзерновые промежутки, вытянутые по общей сланцеватости породы. Реликтовый более крупный кристалл ортопироксена (справа сверху) деформирован, частично полигонизирован. В нем видны пластинчатые вrostки граната и клинопироксена, а также мелкие зерна этих минералов развиты по системе тонких трещин, продолжающих сланцеватость породы; *б* — типичная структура гранатовых леуколитов обогащенного типа из трубки Удачная. Наиболее идиоморфны в породе гранат и клинопироксен, наиболее ксеноморфны — ортопироксен, оливин. В пироксенах и гранате тонкие правильно ориентированные пластинки ильменита и рутила (структуры распада). *Га* — гранат; *Кл* — клинопироксен; *Ол* — оливин; *Ор* — ортопироксен; *Фл* — флогопит

лической среде. В пользу этого предположения говорит сохранение в некоторых образцах крупных реликтовых деформированных кристаллов ортопироксена (см. рис. 1, *а*), в которых гранат и клинопироксен (шпинель и клинопироксен) сохраняются в виде пластинчатых ориентированных вrostков (реликтовые структуры распада). Чаще всего гранат (шпинель) и клинопироксен образуют в крупном ортопироксеновом зерне цепочные выделения мелких полигональных кристаллов, выполняют сближенные серии тонких трещин, как бы продолжающих в кристалле общее направление сланцеватости породы, и окаймляют крупное зерно ортопироксена в виде прерывистой каймы. В краевых частях крупные кристаллы ортопироксена полигонизированы, их мелкие отшнурованные участки отделены от основного зерна, сохраняя с последним кри-

сталлографическую связь. Некоторые из этих отшнурованных зерен повернуты в направлении общей сланцеватости породы. Создается впечатление, что большая часть граната и клинопироксена (шпинели и клинопироксена) в сланцеватых гарцбургитах, лерцолитах реститового типа была выжата, перекристаллизована из бывших структур распада в первично гомогенном ортопироксене [17], и, таким образом, дометаморфической (дострессовой) природе образцов отвечали гарцбургиты ортопироксен-оливинового состава. И.Б. Доусон [2] считает, что деформированные мегакристаллы экссолуционного происхождения в зернистых гранатовых лерцолитах свидетельствуют о раннем периоде сильной деформации, когда скорость деформации превышала способность ортопироксена отвечать на напряжение перекристаллизацией.

На рис. 2 показана геотерма, восстановленная в основном по парагенезису реститового метаморфического типа из трубки Удачная и продолженная вправо от перегиба образцами кластированных (sheared) перидотитов [16] из той же трубки. Эта геотерма располагается ниже современной геотермы щитов. На рисунке показана также приблизительная древняя геотерма (А), восстановленная по температурам для рассчитанных гомогенных ортопироксенов из крупных реликтовых кристаллов при условии, что весь гранат и клинопироксен из пластинчатых вростков и из тонких трещинок в теле кристалла были когда-то в твердом растворе этого минерала. Эта более горячая геотерма отражает, по всей вероятности, какой-то очень древний этап существования горячей мантии Земли и согласуется с петрологическими и термическими моделями более разогретой архейской мантии [10].

Исследователи мантийного вещества из кимберлитов Сибири и других регионов мира неоднократно отмечали однонаправленный характер реакции в шпинель-гранатовых парагенезисах, смещенной в сторону образования граната по шпинели [1, 2, 9]. Наши детальные петрографические наблюдения в большом количестве типичных реститовых лерцолитов и гарцбургитов, в которых устанавливается развитие граната по шпинели, показали, что шпинель была перекристаллизована в межзерновые промежутки породы из структур распада твердых растворов в ортопироксене до того, как началась реакция гранатизации. По всей вероятности, эта реакция фиксирует глобальное охлаждение земной мантии на этапе, следующим за стадией формирования коры с массовым извлечением силикатических компонентов из верхней части мантии. Образование келифитовых каемок по гранату, включающих позднюю шпинель, в шпинель-гранатовых парагенезисах всегда является более поздним по отношению к реакции шпинель-гранатового перехода [11].

При исследовании валового химизма реститовых гарцбургитов, лерцолитов устанавливается максимальное обеднение блока мантии из района трубки Удачной такими коровыми компонентами, как TiO_2 , FeO , CaO , Al_2O_3 , Na_2O и, возможно, K_2O по сравнению с литосферной мантией из районов трубок Мир и Обнаженная. Это отражается в большей роли гарцбургитовых парагенезисов в литосферной мантии района трубки Удачной, в уменьшении суммарной доли граната и клинопироксена (шпинели и клинопироксена) в лерцолитах реститового типа. Оливин, гранат, пироксены, шпинель из реститовых гарцбургитов, лерцолитов

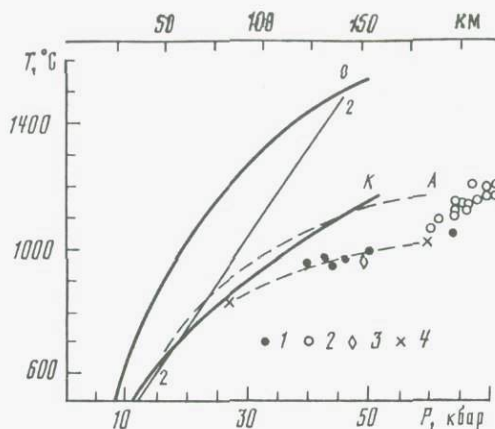


Рис. 2. Геотерма для различных парагенезисов из трубки Удачная (штриховая линия)

1 — гранатовые лерцолиты реститового метаморфического типа; 2 — кластированные перидотиты; 3 — гранатовый лерцолит обогащенного типа; 4 — гигантозернистые ортопироксениты, пироксениты. А — приближительная геотерма, восстановленная по температурам для рассчитанных гомогенных ортопироксенов из крупных реликтовых кристаллов; К — геотерма щитов; О — геотерма океанов; 2-2 — линия шпинель-гранатового перехода: $Fo + AlEn + AlDi + Sp \leftrightarrow Fo + Ga + AlDi + Sp$ по И. Мак-Грегору [5]. Температуры получены по диопсид-энстатовому сольвусу [16, 18], давление — по И. Мак-Грегору [23]

трубки Удачной характеризуются минимальными содержаниями железа, титана, максимальными — Cr_2O_3 и величины $Cr_2O_3 / (Cr_2O_3 + Al_2O_3)$, а также минимальной железистостью. Так, гранаты из реститовых гранатовых гарцбургитов, лерцолитов трубки Удачная содержат от 5 до 11% Cr_2O_3 и менее 0,1% TiO_2 , гранаты соответствующих парагенезисов трубки Мир — 2–6% Cr_2O_3 и 0,2–0,5% TiO_2 , из трубки Обнаженная — 2–4% Cr_2O_3 и 0,1–0,6% TiO_2 . Эти различия еще более четко устанавливаются по составу шпинели из реститовых шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов: шпинели из трубки Удачная содержат 30–60% Cr_2O_3 и 14–26% Al_2O_3 , из трубки Обнаженная — 15–37% Cr_2O_3 и 35–55% Al_2O_3 . Приближенные подсчеты усредненного состава коры по коровым ксенолитам из трубок Удачная и Обнаженная показывают, что наиболее деплецированной мантийной литосфере блока трубки Удачная отвечает и наиболее богатая силическими компонентами кора этого района.

Различия в валовом химическом составе и в составе главных породообразующих минералов в зернистых лерцолитах и гарцбургитах из различных сегментов мантийной литосферы под Сибирской платформой можно, по-видимому, объяснить разной степенью извлечения коровой составляющей из верхней мантии на этапе формирования древней коры.

По мнению ряда исследователей [2, 12], в мантийной части литосферы допускается ограниченное присутствие пород (некоторые типы эклогитов, вебстеритов), имевших первичную магматическую природу.

Среди глубинных включений зернистого типа из кимберлитовых трубок Сибирской платформы нами выделены четыре группы парагенези-

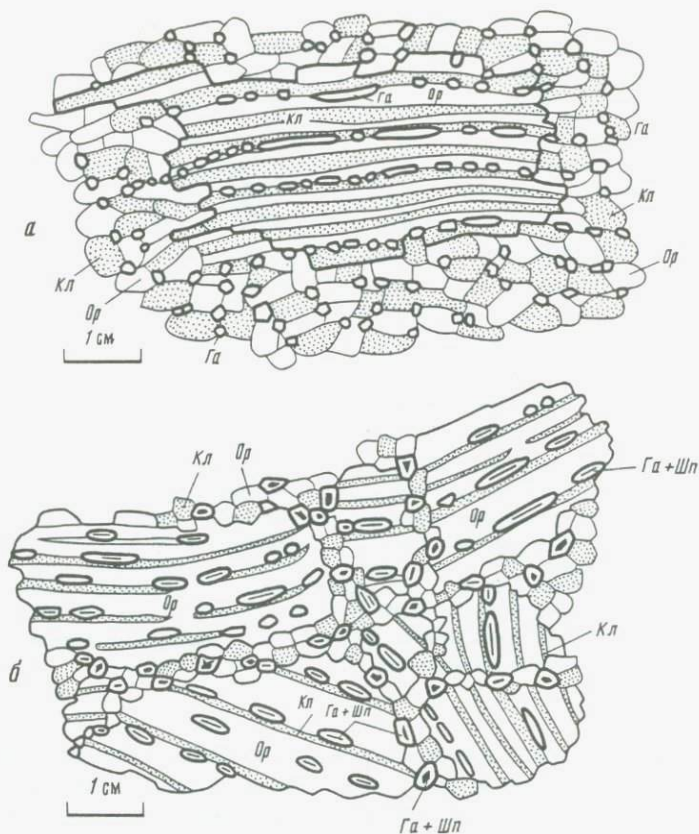


Рис. 3. Взаимоотношения между крупными пластинчатыми кристаллами и среднезернистой матрицей в группе пироксенитов-вебстеритов

а — крупный скелетный кристалл, состоящий из чередующихся пластинок орто- и клинопироксена и располагающихся между ними ламелл и цепочечных выделений мелких кристаллов граната. Окончания кристалла незаметно переходят в среднезернистую сланцеватую матрицу, состоящую из тех же минералов. Цепочечные выделения граната сохраняются в матрице на некотором расстоянии от реликтового кристалла. Видна деформация пластинок пироксена и ламелл граната в крупном кристалле. Порода — гранатовый вебстерит; *б* — соотношение между крупными пластинчатыми кристаллами и среднезернистой матрицей в шпинель-гранатовом вебстерите. Содержание пластинчатых вростков клинопироксена в крупных кристаллах ортопироксена около 5–7%, пластинчатых и цепочечных зерен граната — 3–5%. Крупные кристаллы деформированы, краевые части отделены от основного кристалла и развернуты. В пластинчатых выделениях граната и в гранате из матрицы видны резорбированные, разведенные реликты шпинели. Шп — шпинель, остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

сов, имеющих признаки магматического происхождения. К первой и, вероятно, наиболее древней группе магматитов относятся шпинелевые, шпинель-грантовые и гранатовые пироксениты с крупными (2–15 см) пластинчатыми кристаллами пироксенов (рис. 3). Эти кристаллы состоят из параллельных закономерно сросшихся пластинок клино- и ортопироксена шириной 0,05–4 мм (рис. 4, см. вклейку). Нередко в плоскости срастания двух пироксенов выделяются тонкие ламеллы шпинели, разье-

диненные в шпинель-гранатовых парагенезисах гранатом (см. рис. 5, вклейку), а в гранатовых парагенезисах — ланцетовидные правильно ориентированные вросстки граната. Кроме того, в пластинчатых выделениях одного из пироксенов, реже обоих пироксенов отмечаются тончайшие, правильно ориентированные вросстки ильменита и рутила.

Соотношение пластинок двух пироксенов в крупных пластинчатых кристаллах одного образца примерно одинаковое и может изменяться в широких пределах от одного образца к другому. Для пластинчатых кристаллов характерны следы изгиба, деформации, смещения отдельных блоков. Прослеживаются все стадии замещения, вытеснения пластинчатых кристаллов среднезернистой гранобластовой матрицей, имеющей сланцеватую текстуру и состоящей из тех же минералов, что и крупные кристаллы \pm оливин (см. рис. 3). Нередко от крупных пластинчатых кристаллов остаются лишь темные реликты. Некоторые образцы сложены почти нацело такими крупными пластинчатыми кристаллами, в других фиксируются лишь их единичные скелетные формы. Кроме того, в пироксенит-вебстеритовой группе включений широко распространены образцы сланцеватого облика с равномерно-среднезернистой гранобластовой структурой, имеющие различное соотношение двух пироксенов. По-видимому, структура и текстура этих образцов отражают полную перекристаллизацию бывших крупно-гигантозернистых пироксенитов.

Правильная ориентировка пластинчатых вростков пироксенов в крупных кристаллах, закономерная последовательность выделения минералов в виде пластинчатых вростков (два пироксена $\rightarrow \pm$ шпинель $\rightarrow \pm$ гранат $\rightarrow \pm$ ильменит \pm рутил) позволяют рассматривать их как структуры распада в пироксене, представлявшем первоначально высокотемпературный твердый раствор на основе высокомагнезиального пижонита. Значения температур, полученные для "горячей" стадии в пяти образцах из трубки Обнаженная и в одном образце из трубки Удачная, варьируют от 1300 до 1500 °C (рис. 6). Температуры определены по геотермометру Б. Девиса и Ф. Бойда [18] для гомогенных пироксенов, рассчитанных по суммарному составу пластинок распада в крупных кристаллах. Это значительно превышает геотерму щитов для глубин, полученных для каждого образца по содержанию Al_2O_3 в ортопироксене [23].

По-видимому, можно допустить, что глубинные включения с крупными пластинчатыми кристаллами пироксенов, являются обломками некогда застывших древних интрузий, располагавшихся в мантийной части литосферы на различных горизонтальных уровнях. К такому же выводу пришли У. Гриффин и соавторы [21], исследовавшие метапироксениты с крупными реликтовыми кристаллами экссолуционного происхождения, встречающиеся в щелочных базальтах Юго-Восточной Австралии. Позднее эти древние магматиты были перекристаллизованы в условиях более низких температур и интенсивного бокового давления.

В матричных зернах перекристаллизованных пироксенов также нередко отмечаются пластинки распада клино- или ортопироксена, но их содержание значительно меньше, чем в крупных пластинчатых кристаллах. Следовательно, перекристаллизация матричных зерен в ориентированный гранобластовый агрегат началась до полного остывания пород до

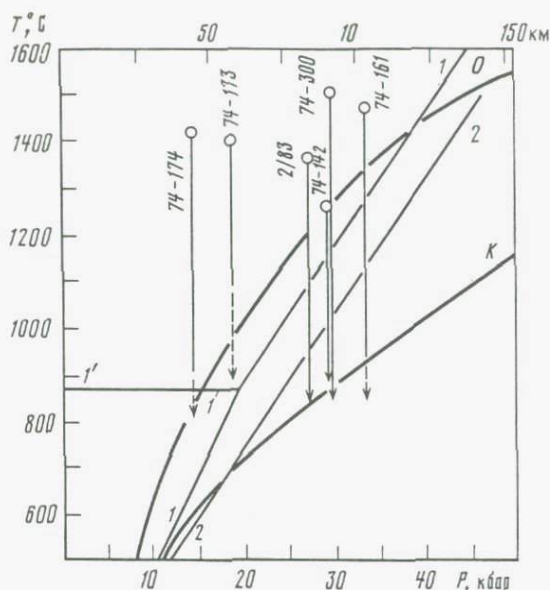


Рис. 6. Предполагаемая эволюция крупных пластинчатых пироксенов из энстатитов, пироксенитов и вебстеритов в поле P - T . Кружки с номерами – "горячая" стадия гомогенных пироксенов, стрелки показывают снижение температуры, которое вызывает распад твердого раствора на клино- и ортопироксен \pm шпинель \pm гранат. Толстые линии: O – океаническая геотерма, K – геотерма щитов. Тонкие линии – "реакции": $1'-1' - Sp + En = AlEn + Fo$; $1-1 - Fo + 2Px + Sp = Ga + Fo + 2Px$ по А.Е. Рингвуду с соавторами [8]. $2-2 - Fo + AlEn + AlDi + Sp = Fo + Ca + AlDi + Sp$ по И.Д. МакГрегору [5]. 74-174, 74-173, 74-142, 74-300, 74-161 – образцы из трубки Обнаженная; 2/83 – образец из трубки Удачная

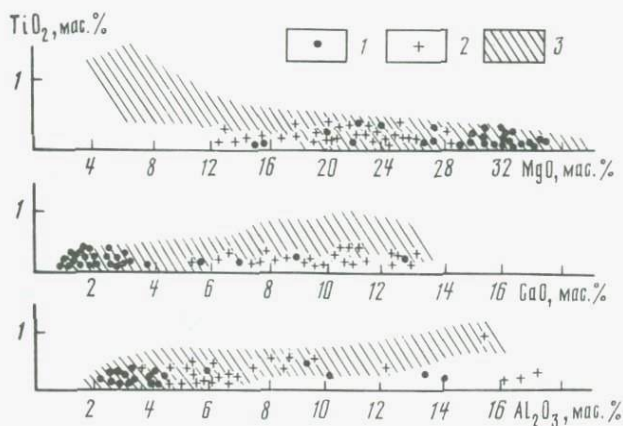


Рис. 7. Распределение валовых составов

1 – энстатитов, 2 – пироксенитов и вебстеритов с крупными пластинчатыми кристаллами пироксенов из трубки Удачная и из трубки Мир на диаграмме TiO_2 – MgO ; TiO_2 – CaO ; TiO_2 – Al_2O_3 ; 3 – коматитовые серии мира по В.В. Кепежинскас и И.Л. Добрецову [3]

уровня существующей геотермы. По своему химизму пироксенит-вебстеритовая группа включений близка коматитовым сериям мира (рис. 7).

При расшифровке генезиса этих образований очень важное значение имеют их взаимоотношения с породами других типов. В выборках из трубок Обнаженная и Мир устанавливается полный сериальный переход между вебстеритами, клинопироксенитами с крупными пластинчатыми кристаллами и оливиновыми вебстеритами, лерцолитами обогащенного типа.

Лерцолиты обогащенного типа отличаются от метаморфических реститовых лерцолитов резким обогащением модального минерального состава пироксенами, гранатом, шпинелью, а валового химизма — базальтоидными окислами. По содержанию главных породообразующих минералов лерцолиты этих двух типов образуют две совершенно самостоятельные дискретные группы. В лерцолитах обогащенного типа обычны зерна сульфидов, крупные пластинки флогопита, обнаруживающие признаки структурной уравниваемости с остальными минералами. Присутствуют также более крупные по сравнению с остальными минералами кристаллы пироксенов с частично перекристаллизованными пластинками орто- или клинопироксена, ламеллярными вростками граната, шпинели (шпинели + граната), мелкими вростками ильменита, рутила. Содержание пластинок экссолюзионного происхождения в пироксенах из лерцолитов обогащенного типа заметно меньше, чем в крупных реликтовых пироксенах из вебстеритов, пироксенитов. Сланцеватость проявлена, но она как бы наложена на первичный неориентированный, иногда кумулятивно-полосчатый рисунок структуры. Именно для таких лерцолитов обычны прямолинейные или слабозакругленные границы зерен, нередко стыкующиеся под углом 120° , как это показано у Дж. Доусона [2]. Все это позволяет рассматривать пироксениты, вебстериты, оливиновые вебстериты и лерцолиты обогащенного типа как единую серию древних мантийных магматитов, претерпевших сложную кристаллизационную дифференциацию в P - T условиях верхней мантии.

Такому рассмотрению не противоречат найденные в сложных образцах контакты между породами этой серии и реститовыми метаморфическими лерцолитами, гарцбургитами. В одном образце из трубки Удачная обнаружен контакт между крупнозернистым шпинелевым вебстеритом, содержащим сульфиды пирротинового типа и крупные пластинки парагенного флогопита, и обычным сланцеватым реститовым шпинелевым гарцбургитом. В другом образце из той же трубки встречен контакт между крупнозернистым гранатовым ортопироксенитом и гранатовым лерцолитом реститового типа. В ортопироксените из ортопироксенита отмечаются пластинки распада граната и клинопироксена и перекристаллизованные зерна этих минералов, расположенные по системе сближенных трещин. В обоих образцах контакт резкий, но сильно деформирован, зерна крупных пироксенов из вебстерита и ортопироксенита частично полигонизированы, изогнуты и повернуты согласно со сланцеватостью в реститовых гарцбургите и лерцолите. Контакты подобного рода описаны также для глубинных включений Юго-Восточной Австралии И. Гриффином и соавторами [21].

Все эти наблюдения позволяют прийти к выводу, что крупные магматические камеры, резервуары расплавов, близких родоначальным кома-

титовым, пропитывали на различных уровнях еще горячую твердую литосферную мантию гарцбургитового (оливин—ортопироксен) типа на этапе, предшествовавшем развитию в ней стрессовых деформаций. Время охлаждения литосферной мантии и проявления в ней процессов рекристаллизации и пластического течения в условиях одностороннего давления, по-видимому, можно сопоставить с временем метаморфизма низов коры на Анабарском щите [7], структуры которых прослежены в юго-восточном направлении под осадочный чехол в районах трубок Мир и Удачная.

В ряде шпинелевых, шпинель-гранатовых и гранатовых лерцолитов реститового типа и в вебстеритах, ортопироксенитах метамагматического типа установлено проявление метасоматической ассоциации минералов в виде флогопита ± апатита ± графита (в одном случае графит, возможно, образует параморфозы по алмазу). Эти минералы, с одной стороны, имеют явно наложенный характер, а с другой — обнаруживают все признаки структурного и химического уравнивания с главными минералами и явно перекристаллизованы совместно с последними в условиях одностороннего давления, сформировавшего метаморфический или метамагматический структурно-текстурный облик пород. Появление этой метасоматической ассоциации можно отнести к так называемому типу скрытого (cryptic) древнего метасоматизма [19, 22, 24, 25] и связать ее с потоками вещества типа KREEP (калий, редкие земли, фосфор) из астеносферной зоны мантии. По-видимому, развитие этого древнего метасоматизма было обусловлено охлаждением мантийной литосферы, кристаллизацией и удалением в древнюю кору коматитовых расплавов, что сделало ее более жесткой, хрупкой и проницаемой для потоков вещества снизу.

Для пироксенит-вебстеритовых пород из трубки Удачная не найдено сериальных переходов к лерцолитам обогащенного типа, что, возможно, связано с редкостью находок всех этих типов. Гранатовые лерцолиты обогащенного типа из этой трубки (< 3% в общем числе мантийных ксенолитов) характеризуются также целым рядом признаков, свидетельствующих об их первичной магматической природе. Это обычно средне-крупнозернистые породы с характерной гранобластовой структурой. Сланцеватость отсутствует или слабо проявлена. Они обогащены гранатом (до 20–30%) и клинопироксеном (15–30%), имеющими наиболее идиоморфный облик (см. рис. 1, а). Породам присуща кумулятивная полосчатость, неоднородность состава. В гранате и клинопироксене, реже ортопироксене обычны тончайшие структуры распада ильменита и рутила. Ильменит в структурах распада относится к высокомагнезильной (11,5–17,5% MgO) хромистой разновидности (1,5–3,8% Cr₂O₃). Нередко в гранате и клинопироксене встречаются сульфидные шарики сложного состава (твердый раствор на основе пирротина), представляющие собой, вероятно, бывшие капли сульфидной жидкости в силикатной. Для лерцолитов этого типа обычно присутствие редких крупных пластинок флогопита, парагенного с главным минеральным ансамблем. В целом все минералы первичного парагенезиса в лерцолитах этого типа показывают более высокие содержания FeO (общее) и TiO₂ по сравнению с соответствующими минералами из гранатовых лерцолитов рестито-

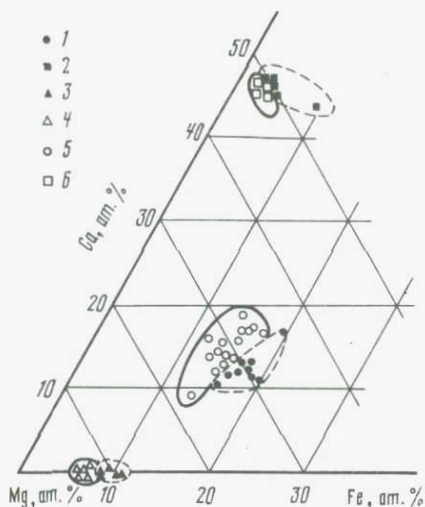


Рис. 8. Положение гранатов (1), клинопироксенов (2), оливинов (3) на диаграмме Mg—Ca—Fe (в ат.%)

1—3 — гранатовые лерцолиты обогащенного типа из трубки Удачная; 4—6 — гранатовые лерцолиты реститового метаморфического типа из той же трубки

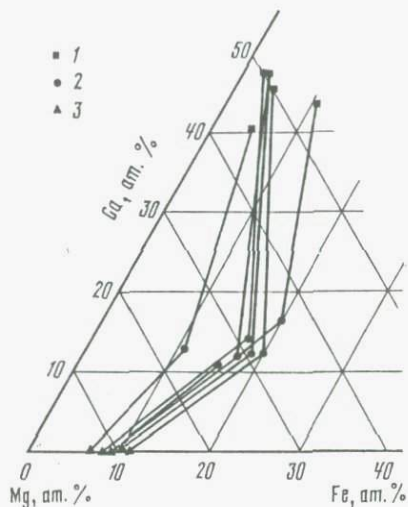


Рис. 9. Конноды, соединяющие составы клинопироксена (1), граната (2), оливина (3) в конкретных образцах гранатовых лерцолитов обогащенного типа из трубки Удачная

вого типа (рис. 8). Конноды, соединяющие точки минералов из одного образца, параллельны, что может свидетельствовать в пользу тренда магматической кристаллизации этой серии пород (рис. 9). $P-T$ условия, рассчитанные для двух лерцолитов этого типа из трубки Удачная, соответствуют 960—985 °C и 55 кбар.

В трубке Удачная встречаются также ксенолиты флогопитсодержащих гранатовых клинопироксенов, минералы которых близки по составу соответствующим минералам из лерцолитов обогащенного типа. Не исключено, что это высокобарные кумулаты расплавов, соответствующих гранатовым лерцолитам обогащенного типа.

Магматическая природа предполагается также для серии высокомагнезиальных эклогитов из трубки Мир. Среди этих пород встречаются образцы с алмазом, акцессорным флогопитом, а также образцы, имеющие порфириновидное строение. В гранате и клинопироксене содержится до 0,3—1% пластинчатых вrostков ильменита и рутила (рис. 10, см. вклейку). Ильменит также магнезиален (11,5—17,2% MgO), но почти не содержит хрома (0,0—0,15% Cr_2O_3). В порфириновидном эклогите этой серии крупный пластинчатый кристалл клинопироксена, содержащего до 10% ланцетовидных вrostков граната, заключен в среднезернистую матрицу из этих минералов [13]. В гранате и клинопироксене матрицы были обнаружены многочисленные пластинчатые вrostки ильменита и рутила, отсутствующие в клинопироксене и гранате из порфириновидного кристалла. Кроме того, в клинопироксене из матрицы в структурах распада об-

наружен энстатит, который, судя по взаимоотношениям с пластинками ильменита, выделялся позднее (рис. 11, см. вклейку). Гранаты из магнезиальных эклогитов в отличие от гранатов из гранатовых лерцолитов магматического типа более железисты и содержат существенно меньше Cr_2O_3 (0,05–0,4%). Соответственно клинопироксены содержат существенно больше Na_2O , Al_2O_3 и меньше Cr_2O_3 и MgO . Эти отличия не позволяют рассматривать магматические эклогиты из трубки Мир как кристаллические кумулаты в расплавах, давших начало гранатовым лерцолитам магматического типа из трубки Удачная.

Эклогитоподобные породы низов коры, широко представленные в трубках, не изохимичны эклогитам изученного типа и резко отличаются от них высокой общей железистостью. Можно предположить, что магмы, соответствующие гранатовым лерцолитам магматического типа и магнезиальным эклогитам соответствуют магматическому циклу протерозойских габбро-анортозитов, проявленному на Анабарском щите [4].

К следующей серии магматических проявлений в мантийной части литосферы мы относим ильменит-флогопитовые, рутил-флогопитовые, ильменитовые ортопироксениты, флогопитовые с аксессуарными апатитом и керсутитом клинопироксениты. Их интрузивная природа устанавливается на основании непосредственных резких интрузивных контактов в сложных образцах [14], в которых обнаруживаются все признаки более позднего внедрения ильменит- и рутил-флогопитовых ортопироксенитов в породы типа зернистых шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов. Состав минералов из ильменитовых и рутиловых пироксенитов близок минералам из образований типа MARID [20]. В валовом химическом составе отмечается различие между высококальциевыми и алюминиевыми членами серий (клинопироксениты) и ортопироксенитами с низкими содержаниями CaO и Al_2O_3 . Общей особенностью пород является характерное для пикритов содержание SiO_2 и MgO (44,5–46,0 и 20,0–29,0%) и высокие концентрации K_2O и TiO_2 (4,74–5,0 и 1,5–9,8%). В целом отдельные члены серии близки некоторым типам щелочных пикритов, лампроитов и слюдяных кимберлитов и также, вероятно, образуют ряд родственных мантийных дифференциатов. Эти расплавы можно рассматривать как протокимберлитовые, и с их развитием в жесткой подплатформенной мантийной литосфере можно, по-видимому, связать интенсивные метасоматические преобразования мантийных субстратов, проявленные в виде поздней наложенной ассоциации минералов [11].

Таким образом, реконструкция первоначальной природы мантийных образцов позволяет выделить среди включений мантийного происхождения парагенезисы, имеющие древнюю метаморфическую, древнюю метаматическую и древнюю метасоматическую природу. Выделены также магматиты и метасоматиты более молодого возраста.

Древние метаморфические образования в выборках глубинных включений представлены гарцбургитами и лерцолитами обедненного типа. По мнению авторов, это древние реститы, представляющие литосферную мантию на этапе, следующем за главным периодом формирования архейской коры. На этом этапе древняя реститовая литосферная мантия была пронизана серией магматических резервуаров, выполненных коматитовыми расплавами. Общее глобальное охлаждение литосферной

мантии с одновременной кристаллизацией коматитовых расплавов, существенная часть которых была удалена в уже сформировавшуюся земную кору, фиксирует жесткость древней литосферы. К концу этого этапа происходит интенсивная перекристаллизация твердых литосферных пород в условиях одностороннего давления и пластического течения. Жесткость охлажденной литосферы является причиной ее хрупкости и проницаемости для потоков флюидов типа KREEP (калий, редкие земли, фосфор) по ослабленным зонам из астеносферной части мантии и причиной мощного проявления древнего, так называемого скрытого (cryptic), метасоматизма. В целом рассмотренные выше этапы можно соотнести с нуклеарной стадией развития Земли [15].

Следующая протоплатформенная (кратонная) стадия проявляется в мантийной литосфере в виде магматитов двух серий: клинопироксенит-лерцолитовой и серии высокомагнезиальных эглогитов.

Платформенная стадия соответствует проявлению в мантийной литосфере магматитов и метасоматитов, связанных с фанерозойским магматизмом (щелочные базальтоиды, кимберлиты).

Литература

1. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
2. Доусон Дж.Б. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
3. Кепежинская В.В., Добрецов Н.Л. Три типа ультраосновных магм как источник информации о составе древней мантии Земли // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 107–113.
4. Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964. 124 с.
5. Мак-Грегор И.Д. Поля устойчивости шпинелевых и гранатовых перидотитов в синтетической системе $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$ // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 326–333.
6. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
7. Розен О.М., Белов А.Н., Злобин В.И., Ильин М.И., Рачков В.С., Солюшкин В.Е., Сычкина О.Ф. Анортозит-эндербитовидная и карбонатно-гнейсовая формации Анабарского щита // Петрология, рудоносность и корреляция магматических и метаморфических образований, флюидный режим эндогенных процессов. Иркутск, 1985. С. 177–178.
8. Рингвуд А.Е., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 272–277.
9. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974, 264 с.
10. Сун С.С. Модели эволюции мантии в свете геохимических данных // 27-й Международный геологический конгресс: Доклады. М., 1984. Т. 9, С. 208–221.
11. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Семенова В.Г., Липская В.И., Завьялова Л.Л. Реакционные парагенезисы в верхней мантии // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 123–134.
12. Соболев В.С. Происхождение магм // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 433–446.
13. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Багдасаров Э.А., Волянюк Н.Я. Структуры расплава клинопироксена из порфировидного эглогита в кимберлитовой трубке "Мир" // Докл. АН СССР. 1980, Т. 250, № 3. С. 708–711.
14. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Завьялова Л.Л., Баранкевич В.В. Глубинные включения сложного типа из кимберлитовой трубки "Удачная" // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 2. С. 461–466.
15. Симон А.К., Гоньшакова В.И., Фрих-Хар Д.И. Сравнение магматитов зеленока-

- менных поясов Земли с породами Луны // 27-й Международный геологический конгресс: Доклады. М., 1984, Т. 9. С. 201–208.
16. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites es Northern Lesotho and the Monastery mine, South Africa // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. Vol. 9. P. 431–453.
 17. *Carswell D.A.* Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths // *Ibid.* P. 417–429.
 18. *Davis B.T.C., Boyd F.R.* The join $Mg_2Si_2O_6$ – $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites // *J. Geophys. Res.* 1966. Vol. 71, N 14. P. 3567–3777.
 19. *Dawson J.B.* Contrasting types of upper-mantle metasomatism? // *Developments in Petrology.* 1984. II B. P. 289–294.
 20. *Dawson J.B., Smith I.V.* The marid (mica–amphibole–rutileilmenite–diopside) suite of xenoliths in kimberlite // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1977. Vol. 4. P. 309–323.
 21. *Griffin W.L., Wass S.Y., Hollis J.D.* Ultramafic xenoliths from Bullen merri and Gnotuk Maars, Victoria, Australia: Petrology of a Sub-Continental Crust-Mantle transition // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25, N 1. P. 53–87.
 22. *Kramers J.D., Roddick J.C.M., Dawson J.B.* Trace-element and isotope studies on veined, metasomatic and "MARID" xenoliths from Bulfontein, South Africa // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 65. P. 90–106.
 23. *McGregor I.D.* The system MgO – Al_2O_3 – SiO_2 solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite system // *Amer. Miner.* 1974. Vol. 59. P. 110–119.
 24. *Menzies N., Murthy V.R.* Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas – isotopic evidence // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280. P. 622–638.
 25. *McCulluch M.T., Yagues A.L., Nelson D.K., Lewis J.D.* Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: an enriched mantle origin // *Nature.* 1983. Vol. 302. P. 400–403.

УДК 550.42

А.Я. Салтыковский

КСЕНОЛИТЫ И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ МОНГОЛИИ

На территории Монголии, как и во многих других ареалах кайнозойского вулканизма на континентах, в щелочных базальтоидах в изобилии встречаются ксенолиты пород ультраосновного состава, которые в настоящее время подавляющим большинством исследователей рассматриваются в качестве фрагментов вещества верхней мантии. Приуроченность ксеногенного мантийного материала именно к щелочным базальтоидам, скорее всего, обусловлена не химизмом вулканитов, а механизмом подачи расплава к поверхности. Как правило, маловязкие, быстроизливающиеся базальтовые лавы, формирующие лавовые потоки и покровы, не содержат глубинных включений, а такие фациальные разновидности базальтов, как шлаки, пирокласты, агглютинаты и т.п., локализуясь вблизи вулканических центров, наоборот, насыщены ксенолитами. Богаты последними и субвулканические образования (дайки, некки, штоки и т.д.), которые часто рассматриваются в качестве корневых зон вулканов.

Детальное петролого-геохимическое изучение ксенолитов, а также использование геолого-геофизических данных в районах интенсивного базальтового вулканизма позволяет достаточно уверенно подходить к построению региональных петрологических (вещественных) моделей ниж-

них горизонтов земной коры и верхней мантии [7]. Для обширной территории МНР, слабо изученной геофизическими методами, исследования ксенолитов глубинных пород, связанных с базальтами кайнозойского этапа, приобретают первостепенное значение для понимания не только вещественного состава глубин, но и тех физико-химических процессов и динамики вещества, которые там могут наблюдаться [3]. Первые сведения о мегакристаллах и включениях в базальтах Монголии были опубликованы В.И. Влодавцом [2]; лишь немногим более десяти лет тому назад началось планомерное изучение включений в кайнозойских базальтах Монголии [9]. Результаты этих исследований показали, что на территории Монгольской Народной Республики наибольшим распространением пользуются включения шпинелевых гипербазитов и различных оливиновых ассоциаций с переменным соотношением оливина, клино- и ортопироксенов — гарцбургитов, верлитов, оливиновых вебстеритов и т.д. Реже встречаются гранат-шпинелевые и гранатовые лерцолиты. По степени распространения выделялись пироксениты двух типов, известные в литературе [25] как "зеленая" серия (с хромдиопсидом и хромистым авгитом) и "черная", в которой клинопироксен представлен титанистым авгитом. Согласно [9], к этим сериям в МНР относятся ксенолиты магнезиального и железисто-магнезиального типов соответственно. Наибольшим распространением пироксениты пользуются среди включений в базальтах плато Дариганга на юго-востоке Монголии. Намного реже встречаются ксенолиты гранатосодержащих пород — эклогиты, гранатовые лерцолиты и гранатовые пироксениты, хотя работами последних лет область распространения последних двух видов включений была существенно расширена [5, 18, 19].

В базальтах встречаются также включения пород земной коры — терригенно-вулканогенные, интрузивные, метаморфические породы гранулитовой и эклогитовой фаций, гранат-пироксеновые гнейсы, эклогиты и эклогитоподобные породы с пиральпитовым гранатом, моноклинным пироксеном и плагиоклазом в различных соотношениях. В статье рассматриваются только мантийные ксенолиты, а данные по включениям пород земной коры используются лишь при составлении глубинных вещественных разрезов. По минеральным парагенезисам встречающиеся в базальтах ксенолиты не всегда можно подразделить на коровые и мантийные. В литературе неоднократно отмечалось ксеногенное происхождение большинства включений относительно вмещающих пород, хотя значительные колебания их химического и минералогического состава, а также текстурные особенности дают основание рассматривать эти включения как родственные, образовавшиеся при глубинной магматической дифференциации. Аналогичное происхождение приписывается и большой группе мегакристаллов — различных минералов, которые описываются в литературе как интрателлурические образования [9, 10].

Кайнозойские щелочно-базальтовые ассоциации Монголии, к которым приурочены включения глубинных пород, распространены на территории страны неравномерно, сосредоточившись преимущественно в двух зонах: первая из них (Хангайская) протягивается меридионально с севера на юг от юго-западной оконечности оз. Байкал (через Хангайское нагорье, Долину озер до Гобийского Алтая), вторая — формирует крупнейшее

в Центральной Азии плато Дариганга на юго-востоке МНР, большая часть которого располагается в пределах Китая. Промежуточное положение занимают небольшие ареалы базальтового вулканизма в Мандал-Гобийском и Ундэршилском районах [17].

Согласно современным петрохимическим классификациям, которые используются в отечественной и зарубежной литературе, щелочно-базальтовые вулканические породы подразделяются на отдельные группы — базаниты, муджиериты, гавайиты, щелочно-оливиновые базальты [11, 24, 26, 27, 29]. Такой же классификации придерживались и мы в этой работе (рис. 1, см. вклейку).

Имеющаяся информация по глубинным включениям Монголии, а также прилегающим с севера базальтовым ареалам Прибайкалья свидетельствует о том, что всему этому региону присущ однотипный фациальный и петрохимический набор ксенолитов, которые несомненно являются индикаторами вещества глубинных зон Земли и содержат объективную информацию относительно физико-химических параметров и процессов в недрах района [3, 4, 7, 9]. Позже для МНР были получены новые данные, которые использованы нами при решении задачи построения вещественных моделей земной коры и верхней мантии в этом регионе. Так, в результате полевых работ на территории Монголии глубинные включения обнаружены в базальтах всех временных уровней кайнозоя: от раннего эоцена до голоцена включительно [19]! С целью опробования ксенолитов мантийных пород мы изучили 17 ареалов базальтового вулканизма на всей территории МНР. Включения были разделены на три парагенезиса: 1) шпинелевые перидотиты, 2) гранатовые и гранат-шпинелевые перидотиты и 3) пироксенитовые (в том числе вебстеритовые). Часто наблюдались переходы одного типа включений в другой при выдержанном составе минералов. В таблице перечислены ареалы кайнозойского базальтового вулканизма Монголии и приуроченные к ним главные типы ксенолитов глубинных пород.

Легко видеть, что шпинелевые перидотиты являются устойчивым парагенезисом почти во всех ареалах базальтового вулканизма, подтверждая тем самым в общих чертах однообразие вещественного состава верхней мантии под этими районами.

Относительно стерильными в отношении ксенолитов оказались лишь несколько районов — Хануйгольский, Барун-Хурайский, Осевой зоны Гобийского Алтая и Халхингольский.

Следует подчеркнуть, что, помимо хорошо изученного месторождения Шаварын-Царам в Центральном Хангае [9, 12, 22], за последние годы собраны и описаны многочисленные ксенолиты лерцолитов с пироповым гранатом в базальтах из вулканических аппаратов долины р. Ихэ-Тулбури (правый приток р. Селенги) [18] и на Дариганге (вулканы Майхант, Дзун-Буссулар-Ула, Барун-Яргойта-Ула, Сэнджитийн-Ундэр и др.) [15, 16]. Гранат обнаружен также в лерцолите из базальтов в долине р. Тэсин (северо-западная часть меридиональной вулканической зоны Монголии) [5]. Можно полагать, что, как и шпинелевые, гранатовые ультрабазиты также относительно широко распространены среди щелочных базальтоидов МНР. Одновременное присутствие в ксенолитах равновесных граната и шпинели может свидетельствовать, с одной стороны,

Распределение включений мантийных пород в ареалах базальтового вулканизма МНР

Ареал	Шпинелевые перидотиты	Гранатовые и гранат-шпинелевые перидотиты	Пироксениты (в том числе вебстериты)
I. Западное Прихубсугулье	+	—	—
II. Восточное Прихубсугулье	+	—	+
III. Тэсингольский	+	+	—
IV. Хануйгольский	—	—	—
V. Орхон-Селенгинский	+	+	+
VI. Угейнурский	+	—	—
VII. Тарят-Чулутский (с Шаварын-Царамом)	+	+	+
VIII. Южно-Хангайский	+	—	—
IX. Долиноозерский	+	—	+
X. Барун-Хурайский [9]	—	—	—
XI. Дзабханский	+	—	—
XII. Осевой зоны Гобийского Алтая	—	—	—
XIII. Северо-Гобийский	+	—	+
XIV. Мандал-Гобийский	+	—	+
XV. Ундэр-Шильский	+	—	+
XVI. Дариганга	+	+	+
XVII. Халхингольский	—	—	—

о том, что нет оснований противопоставлять различные вулканические ареалы (к примеру Хангай и Даригангу) по фациям глубинности, с другой — сосуществование шпинели и граната позволяет более уверенно судить о $P-T$ параметрах среды, вмещающей глубинные магматические очаги.

По химизму главных компонентов, входящих в состав минеральных парагенезисов ксенолитов из различных районов базальтового вулканизма МНР, резких различий не наблюдается, а имеющиеся для каждого из ареалов особенности отмечаются лишь на геохимическом уровне и не влияют на состав главных минеральных фаз в ксенолитах.

Статистические данные показали, что шпинелиды из включений Дариганги богаче хромом по сравнению с таковыми из центральных районов МНР [15]. Отдельные образцы лерцолитов Хангая содержат высокохромовую шпинель, характерную для северных и северо-западных участков плато Дариганга. Железистость шпинелей из двух этих областей сопоставима между собой, хотя видна отчетливая тенденция ее увеличения с уменьшением глиноземистости [15] (рис. 2). Оливин в шпинелевых перидотитах МНР относится к форстеритовому типу ($f = 10$) с низкой примесью CaO (в среднем 0,03 мас.%). Клинопироксен из перидотитов Хангая по сравнению с Даригангой беднее кальцием и обогащен магнием, а ортопироксен богаче глиноземом, но беднее хромом.

В группе гранатовых лерцолитов при сравнении образцов из Центральной Монголии и юго-востока последние имеют более высокую хромистость граната (содержание $Cr_2O_3 \sim 1,65-2,38$ мас.% против 0,6–0,8 мас.%).

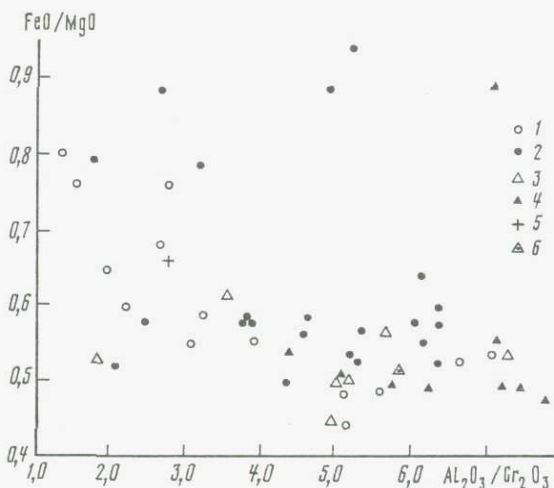


Рис. 2. Соотношение железистости FeO/MgO и глиноземистости $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ шпинелей изультрасновных включений в базальтах Дариганги (1 – данные [9], 2 – данные автора и Ю.С. Геншафта) и Хангая (3 – данные [9], 4 – данные автора и Ю.С. Геншафта), 5 – средние данные для Дариганги ($n = 25$), 6 – средние данные для Хангая ($n = 19$)

Повышенное содержание хрома в гранатах Дариганги (например, во включениях из базальтов вулкана Дзун-Буссулар-Ула) коррелирует с повышенной хромистостью шпинели.

Заслуживает внимания сонахождение в одном и том же вулканическом центре крупных ксенолитов шпинелевых и гранатовых ультрабазитов (вулкан Сэнджитийн-Ундэр, крайняя юго-восточная часть Дариганги) [16].

Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что гранатсодержащие разновидности лерцолитов по своему минеральному составу близки шпинелевым. Частые находки сосуществующих граната и первичной шпинели во включениях приводят к выводу о близких физико-химических условиях существования двух фациальных разновидностей вещества верхней мантии. Многочисленные находки в различных областях именно гранатсодержащих включений, а также мегакристаллов граната со всей очевидностью показывают сопоставимость глубин заложения магматических очагов под различными ареалами базальтового вулканизма МНР; под этими районами близкими оказываются и температуры равновесия шпинелевых лерцолитов, что является показателем однотипного энергетического состояния в областях магнообразования [6]. Оцененные P - T параметры равновесия гранат-шпинелевых лерцолитов Монголии хорошо согласуются с экспериментальными данными по плавлению лерцолита верхней мантии с образованием щелочно-базальтовой магмы при $T = 1200$ – 1250 °C и $P = 15$ – 25 кбар. Проведенные исследования позволили обосновать важный вывод об энергетическом возбуждении (сильном разогреве) верхней мантии под вулканическими районами по сравнению со стабильными платформами [3, 4, 6]. Эти результаты совпадают с геотермами, которые были опубликованы для областей щелочно-базаль-

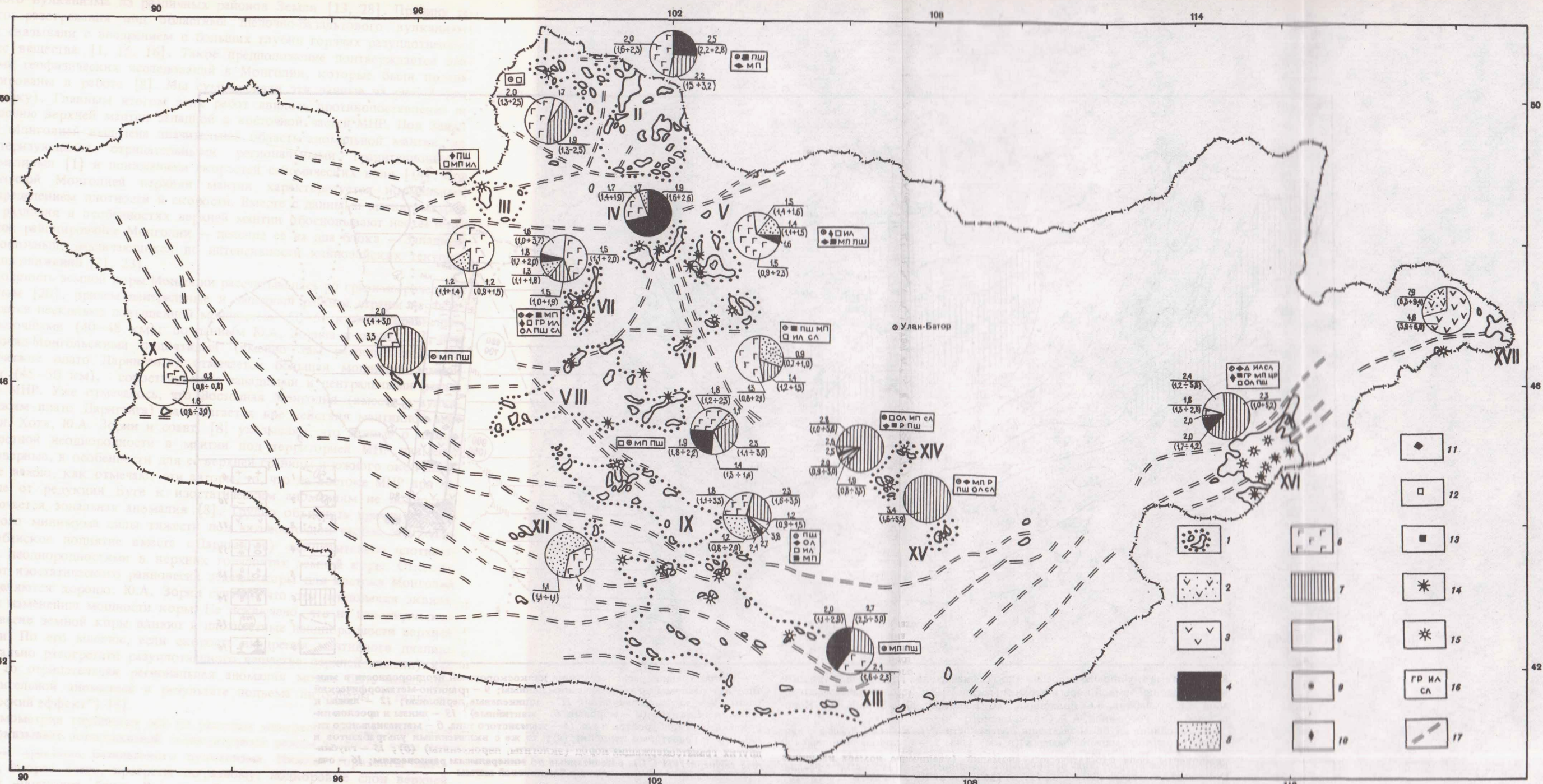


Рис. 1. Схема кайнозойского вулканизма МНР. Составили А.А. Салтыковский, Ю.С. Генштафт с использованием геологических карт МНР, издания 1966 и 1972 гг. (масштаба 1:1500 000) и данных В.В. Кебезинскас (1979 г.)

1 — ареалы базальтовых полей и их границы. Римскими цифрами обозначены названия ареалов, приведенных в таблице; толеитовая серия: 2 — андезиты, 3 — базальты, 4 — породы переходного типа; щелочно-базальтовая серия: 5 — мунджириты, 6 — гавайиты, 7 — щелочно-оливиновые базальты, 8 — базальты (тефриты); глубинные включения в базальтах: 9 — шпинелевые перидотиты, 10 — гранатовые и гранат-шпинелевые перидотиты, 11 — пироксениты, вебстериты (мантийные); 12 — кварцсодержащие породы амфиболит-гранулитовой фации,

13 — эклогиты, эклогитоподобные породы (коровые); вулканические центры: 14 — шлаковые конусы (частично разрушенные и хорошо сохранившиеся), 15 — корневые зоны вулканов (нексы, штоки и т.д.), 16 — мегакристаллы граната (ГР), ильменита (ИЛ), биотита и флогопита (СЛ), моноклинового пироксена (МП), санидина, анортклаза (ПШ), оливина (ОЛ), циркона (ЦР), титаномагнетита, ильменита и т.п. (ИЛ); 17 — главные глубинные разломы в областях кайнозойского вулканизма. Цифры, расположенные рядом с соответствующим сектором: в числителе — величина отношения Na_2O/K_2O в массовых процентах для определенного типа вулканитов, в знаменателе — пределы колебания величины этого отношения

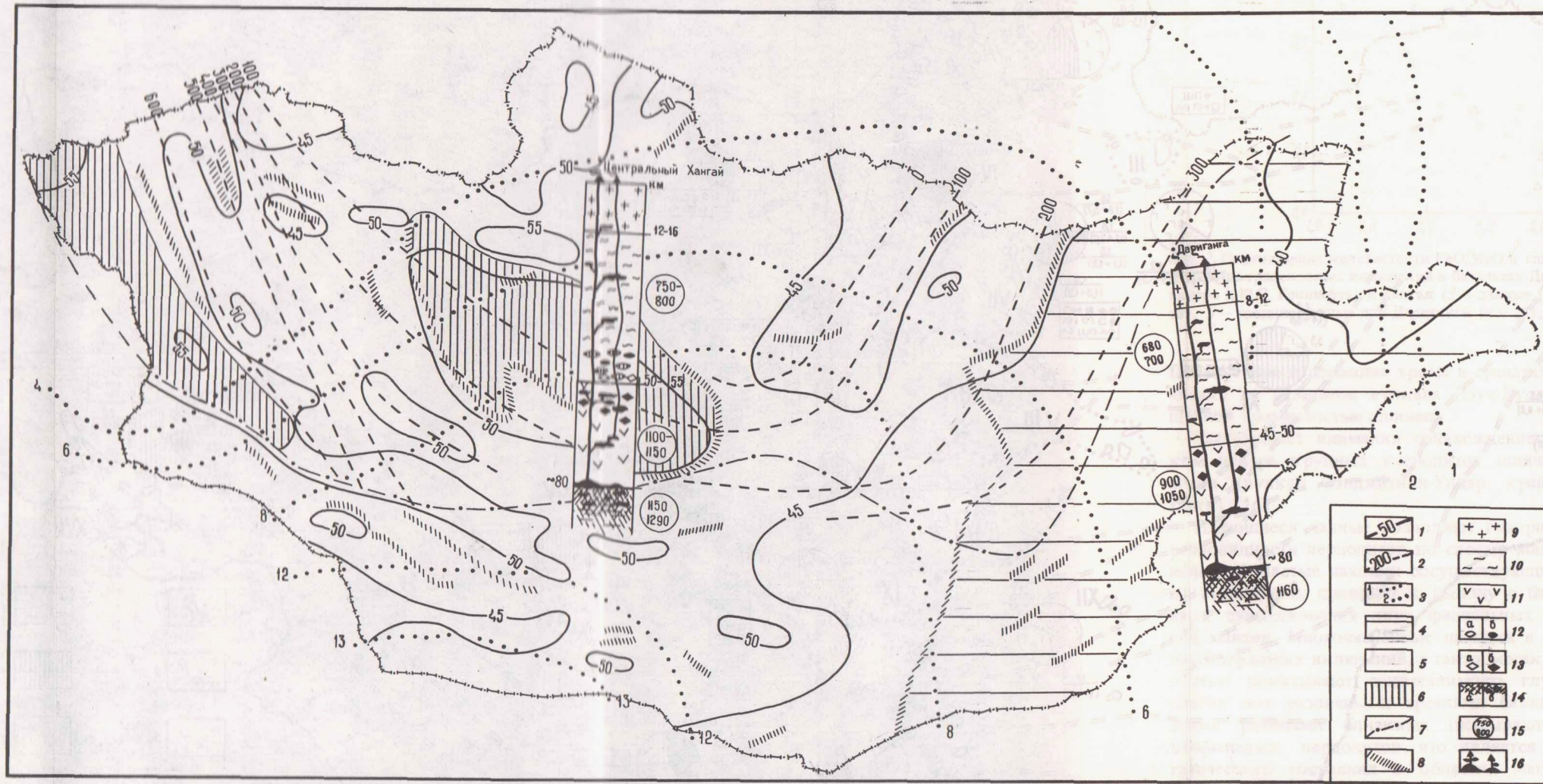


Рис. 3. Схема глубинного строения (по геофизическим данным) и петрологические колонии земной коры и верхней мантии МНР. С использованием материалов М.Е. Артемьева, В.С. Волхонина, Ю.С. Генштафта, Ю.А. Зорина, М.Р. Новоселовой, В.А. Рогожиной, А.Я. Салтыковского

1 — изолинии глубины залегания поверхности М (в км) по [8, 20]; 2 — изолинии кровли аномальной мантии (в км) [14]; 3 — изолинии региональной компоненты поля изостатических аномалий (увеличение номера изолиний соответствует возрастанию региональной компоненты) [1]; участки с различной мощностью гранитного слоя (в км) [20]: 4 — 8-12, 5 — 12-16, 6 — 16-20;

7 — южная граница распространения низкоскоростной неоднородности в мантии; 8 — разломы по геофизическим данным; 9 — гранитно-метаморфический слой; 10 — кислые гранулиты; 11 — шпинелевые лерцолиты; 12 — линзы и прослои эклогитов (а — коровые, б — мантийные); 13 — линзы и прослои пироксенитов, гарцбургитов и т.п. (а — железистого типа, б — магnezийного типа); 14 — гранатовый лерцолит (а); то же с включениями ультрабазитов и других гранатосодержащих пород (эклогиты, пироксениты) (б); 15 — глубинные температуры ($^{\circ}\text{C}$), рассчитанные по минеральным равновесиям; 16 — очаги и подводящие каналы щелочно-базальтовой магмы

тового вулканизма из различных районов Земли [13, 28]. Причину такого разогревания под областями щелочно-базальтового вулканизма мы связывали с внедрением с больших глубин горячих разуплотненных масс вещества [1, 15, 16]. Такое предположение подтверждается данными геофизических исследований в Монголии, которые были проанализированы в работе [8]. Мы суммировали эти данные на рис. 3 (см. вклейку). Главным итогом этих работ явилось противопоставление по строению верхней мантии западной и восточной частей МНР. Под Западной Монголией выделена значительная область аномальной мантии, характеризующаяся отрицательными региональными гравитационными аномалиями [1] и понижением скоростей сейсмических волн [14]. Под Восточной Монголией верхняя мантия характеризуется нормальным распределением плотности и скорости. Вместе с данными магнитометрии эти различия в особенностях верхней мантии обосновывают неотектоническое районирование Монголии — деление ее на два блока — Западный и Восточный, различающихся по интенсивности кайнозойских тектонических движений [21, 23].

Мощность земной коры Монголии рассчитывалась по гравиметрическим данным [20], причем центральные и западный районы страны характеризуются несколько повышенной мощностью (50–55 км) по сравнению с восточными (40–48 км); по данным Ю.А. Зорина и соавт. [8], под Восточно-Монгольскими поднятиями (именно там располагается вулканическое плато Даринганга) отмечается большая мощность земной коры (45–50 км), сопоставимая с западными и центральными регионами МНР. Уже отмечалось, что Восточная Монголия (вместе с вулканическим плато Даринганга) располагается вне действия мантийной аномалии. Хотя, Ю.А. Зорин и соавт. [8] указывают, что данные о низкоскоростной неоднородности в мантии под территорией МНР наименее достоверные, в особенности для ее верхней границы и южного окончания. Более важно, как отмечают эти авторы, то, что на востоке МНР при переходе от редукции Буге к изостатическим аномалиям не полностью исключается зональная аномалия [8]. Трудно объяснить причину регионального минимума силы тяжести под юго-восточной частью МНР (Нукутдабанское поднятие вместе с Дарингангой) исключительно плотностными неоднородностями в верхних горизонтах земной коры. Отклонения от изостатического равновесия земной коры для востока Монголии определяются хорошо. Ю.А. Зорин считает, что эти отклонения эквиваленты изменению мощности коры. Не исключено, что на изостатическое равновесие земной коры влияют и плотностные неоднородности верхней мантии. По его мнению, если скорость внедрения мантийного диапира (аномально разогретого разуплотненного вещества верхней мантии) высока, то отрицательная региональная аномалия может быть подавлена положительной аномалией в результате подъема литосферы ("гидродинамический эффект") [8].

Термометрия глубинных зон по расчетам минералогических термометров показывает сопоставимый температурный режим в земной коре под разными ареалами базальтового вулканизма. Нижние горизонты литосферы, скорее всего, прогреты по-разному: подкоровые слои верхней мантии Даринганги более "холодные", чем в Центральной Монголии

8. Зак. 1633 113

[6, 9, 16]. В области перехода от шпинелевой к гранатовой фации перцолитов ($H \sim 70-80$ км) там, где локализуются очаги щелочно-базальтовой магмы, температура вулканических районов МНР приблизительно одинакова и соответствует $\sim 1150^\circ\text{C}$ (в области магмообразования, вероятно, на несколько более глубоком уровне температура составляет $\sim 1200^\circ\text{C}$).

Заслуживает внимания и то, что вещественные колонки разрезов (см. рис. 3, вклейка) земной коры и верхней мантии Дариганги и Хангая в основном близки друг другу, хотя под Даригангой, возможно, большую роль играют пироксениты, так как отдельные вулканические центры характеризуются высоким содержанием ксенолитов этого типа. Это определяется по изофациальному и близкому по составу набору глубинных включений обоих ареалов вулканизма. Имеющиеся данные, которые были изложены выше, позволили составить вещественный разрез земной коры и верхней мантии Монголии под двумя районами мощного континентального базальтового вулканизма.

Среди глубинных пород земной коры, очевидно, наиболее широким распространением пользуются кислые пироксеновые гранулиты и породы, по минеральному составу близкие к чарнокитам. В самой нижней части земной коры можно допустить наличие эклогитоподобных пород и пироксенитовых разностей. Такой набор пород типичен для континентального типа земной коры и фиксируется выходами метаморфических комплексов в глубокоэродированных областях на всех континентах, а также по ксенолитам в щелочных базальтоидах и кимберлитах платформ.

Химический состав минералов и структурные особенности пород показывают, что слой, располагающийся в самой нижней части земной коры, который принято называть гранулито-базитовым, формировался в условиях прогревания и нарастания напряжений, вероятно, в главные эпохи складчатости, сопровождаемые мощным гранитоидным магматизмом. Неоднородность глубинных физико-химических условий привела к заметной вещественной гетерогенности верхних областей мантии и нижних горизонтов земной коры.

Верхний разрез мантии под главными вулканическими ареалами Монголии до глубин $\sim 70-80$ км должен быть представлен преимущественно четырехфазовым перцолитом (оливин, ромбический и моноклинный пироксены, шпинель) (см. рис. 3, вклейка). В подчиненном количестве присутствуют пироксениты. Глубже $70-80$ км в мантии, скорее всего, располагается пироповый перцолит. Разнообразные оливиновые породы типа дунитов и гарцбургитов находятся в подчиненном количестве, и их можно рассматривать как тугоплавкий остаток, образовавшийся в ходе магматического фракционирования перцолита мантии. В зонах мантии, непосредственно примыкающих к границе Мохо, увеличивается количество "вторичных" образований — пироксенитов, эклогитов в виде линз и прослоев. Области их концентрации могут фиксировать магматические палеоочаги.

В заключение следует отметить, что при минералогической близости составов вещества верхней мантии под Хангаем и Даригангой в последнем районе отмечается тенденция в изменении состава в сторону "истощения" базальтическими компонентами. Это наиболее четко прослежи-

вается в ксенолитах из базальтов западной и северо-западной частей плато, где преимущественным распространением пользуются толеитовые разности лав. Региональные различия в вещественном субстрате недр Монголии, по-видимому, являются отражением различий предыстории тектонического развития и современной геодинамики этого региона.

ВЫВОДЫ

1. Данные геолого-геофизических исследований недр территории Монголии, а также детальное петролого-геохимическое изучение ксенолитов пород верхней мантии в щелочных базальтоидах позволили построить вещественные модели глубинного строения под районами щелочно-базальтового вулканизма МНР.

2. Принципиальная однотипность набора глубинных включений в базальтах Монголии с преимущественным распространением оливиновых парагенезисов (лерцолитов) указывает на достаточно близкий состав верхней мантии в пределах всех рассмотренных районов.

Такой вывод, по-видимому, следует распространить на все области внутриконтинентального щелочно-базальтового вулканизма, что может указывать на однотипный первично-лерцолитовый состав верхней мантии континентов и на сходные условия генерации самой щелочно-базальтовой магмы. Между тем отмечается и некоторая вещественная неоднородность, выявленная при детальном изучении состава минералов и самих включений из конкретных районов.

3. Обнаружение в различных ареалах безальтового вулканизма включений гранат-шпинелевых лерцолитов указывает на определенный уровень мантийного заложения магматических очагов (зона фациального перехода от шпинелевых к гранатовым лерцолитам на глубинах 60–70 км).

Литература

1. *Артемьев М.Е., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.А.* Корреляция новейшей тектоно-магматической активизации территории МНР с мантийной компонентой гравитационного поля // Докл. АН СССР. 1978. Т. 211, № 6. С. 1303–1306.
2. *Влодавец В.И.* О включениях в лавах Дариганги и об их происхождении // Ксенолиты и гомогенные включения. М.: Наука, 1969. С. 77–85.
3. *Геншафт Ю.С., Ермаков В.А., Салтыковский А.А.* Построение региональных физико-химических моделей глубинных процессов земной коры и верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 9. С. 91–110.
4. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.А.* Проблемы глубинного строения Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 183–194.
5. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.А., Дашевская Д.М.* Включения гранат-шпинелевых лерцолитов в кайнозойских базальтоидах Монголии // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 6. С. 1461–1465.
6. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.А., Каминский Ф.В.* Опыт построения кайнозойских геотерм по минеральным термометрам // Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М.: Наука, 1981. С. 24–30.
7. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 269 с.
8. *Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А.* Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 94 с.
9. *Кепежинская В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 311 с.

10. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 198 с.
11. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
12. Коваленко В.И., Рябчиков И.Д., Штош Х.-Г., Захтлебен Т., Зэк Х.А. Распределение редкоземельных элементов в шпинелевом лерцолите МНР // Геохимия. 1983. № 3. С. 375–380.
13. Перчук Л.Л., Ваганов В.П. Природа кимберлитов Якутии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 27–48.
14. Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
15. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: Наука, 1984. 201 с.
16. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 136 с.
17. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Новые данные о кайнозойском базальтовом вулканизме Средне-Гобийской зоны Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281, № 4, С. 912–917.
18. Салтыковский А.Я., Дорохова Г.И. Пиропсодержащие включения в базальтах Монголии // Исследования глубинных минералов. М.: ИФЗ АН СССР. 1977. С. 143–151.
19. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Розинов М.И., Багдасаров Э.А. Петрология и петрохимия кайнозойских базальтов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона // Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР. 1981. С. 5–86.
20. Степанов П.П., Волхонин В.С. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным // Сов. геология. 1969. № 5. С. 47–63.
21. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
22. Филиппов Л.В., Липовский Ю.О., Капитанова Т.А. Калиевые базальтоиды Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования // Геохимия. 1976. № 4. С. 475–489.
23. Флоренсов Н.А., Хилько С.Д. Главные черты неотектоники и сейсмологии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 46–60.
24. Belleini G., Peccerillo A., Polli G. The Verdette di Ries (Riesferner) plutonic complex: petrological and geochemical data bearing on its genesis // Contribs Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 78. P. 145–156.
25. Best M.G. Kaersutite-peridotite inclusions and Kindred megacrysts in basanitic lavas, Canyon, Arizona // Ibid. 1970. Vol. 27, N 1. P. 25–44.
26. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8, N 5. P. 523–548.
27. Le Maitre R.W. Proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram // Austral. J. Earth Sci. 1984. Vol. 31. P. 243–255.
28. Mercier J.C.C. Single-pyroxene geothermometry and geobarometry // Amer. Miner. 1976. Vol. 61. P. 603–615.
29. Middlemost E.A.K. The basalt clan // Earth Sci. Rev. 1975. Vol. 11, N 4. P. 337–364.

Д.А. Ионов, И.Н. Бушляков, В.И. Коваленко

**МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ ГАЛОГЕНОВ
В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ:
СОДЕРЖАНИЕ F И Cl В МАНТИЙНЫХ ФЛОГОПИТАХ,
АМФИБОЛЕ И АПАТИТЕ
ИЗ ВУЛКАНА ШАВАРЫН-ЦАРАМ В МНР**

Одной из важных задач изучения глубинных ксенолитов является установление источников летучих компонентов в мантии и их характеристика. К настоящему времени в ксенолитах мантии описаны карбонаты, включения высокоплотной CO_2 , водосодержащие минералы и установлена заметная роль водно-углекислых флюидов в мантийных процессах [6, 8], однако еще очень мало известно о содержании, распределении и поведении галогенов — F и Cl — в глубинах Земли.

Обычные минералы пород верхней мантии — оливин, гранат, шпинель, клино- и ортопироксены — практически не содержат F и Cl, что связано с трудностью замещения иона кислорода на ионы галогенов в их кристаллических решетках. Это очевидное предположение было подтверждено специальными высокочувствительными анализами безводных силикатов перидотитовых ксенолитов из южноафриканских кимберлитов с пределом обнаружения 20–50 г/т, которыми эти элементы не установлены [12]. Исходя из этого можно считать, что безводные минералы не играют существенной роли в балансе галогенов в мантийных породах, и основная масса F и Cl в верхней мантии должна быть сосредоточена в редких гидроксилсодержащих минералах: слюде (флогопите), амфиболе и апатите.

Флогопит и амфибол были обнаружены в мантийных ксенолитах из кимберлитов и щелочных базальтов многих районов мира [3, 4, 9, 10]. Чаще всего это редкие акцессорные минералы перидотитов и пироксенитов, но иногда также встречаются богатые слюдой и амфиболом породы, включая глиммериты, амфиболиты, в том числе в виде жил в обычных ксенолитах. Экспериментальные данные подтверждают, что флогопит устойчив в мантии до глубин не менее 150–200 км и $T \sim 1100^\circ\text{C}$. Поле устойчивости амфибола ограничено несколько меньшими значениями P и T , поэтому он довольно редок в ксенолитах из кимберлитов. Находки апатита исключительно редки.

До сих пор систематическое изучение содержаний F и Cl было предпринято лишь для слюд в ксенолитах перидотитов и пород типа MARID из некоторых кимберлитовых трубок Южной Африки [12]. В литературе имеются лишь единичные определения галогенов в слюдах из ксенолитов в щелочных базальтах и амфиболах. В настоящей работе рассматриваются данные большого числа микронзондовых определений F и Cl в гидроксилсодержащих минералах мантийного происхождения из трубки Шаварын-Царам в МНР, а также литературные данные по галогенам в минералах мантии. Насколько известно авторам, представляемые здесь материалы являются первым достаточно полным исследованием распространенности F и Cl в флогопите из мантийных ксенолитов в щелочных базальтах.

Все изученные образцы, кроме одного (Дар-6 с плато Дариганга), были взяты из щелочно-базальтовой трубки Шаварын-Царам на Хангайском нагорье в Монголии, подробно описанной в ряде публикаций [3–7]. Мантийные ксенолиты в этой трубке представлены в основном шпинелевыми лерцолитами. Кроме того, встречаются шпинель-гранатовые лерцолиты и пироксениты, шпинелевые пироксениты, мегакристы клинопироксена, граната, слюды, санидина. Были найдены также ксенолиты перидотитов сложного состава и неоднородного строения с полосами, прожилками различных пироксенитов, в том числе богатых слюдой. Аксессуарный флогопит обнаружен во всех типах пород, однако он намного чаще встречается в гранатосодержащих породах, чем в шпинелевых лерцолитах [3]. Во всех изученных нодулях флогопит имеет нормальный плеохроизм от бледно-желтого до густо-коричневого и оптически незонален. В отличие от большинства других местонахождений мантийных нодулей в щелочных базальтах для ксенолитов из трубки Шаварын-Царам нехарактерен амфибол, он обнаружен лишь в нескольких мелких нодулях [4]. Апатит был найден только в одном сложном ксенолите в составе клинопироксен-флогопитового прожилка.

Слюды, встречающиеся в перидотитовых ксенолитах из южноафриканских кимберлитов, были разделены по петрографическим признакам на первичные и вторичные [10]. Первичные представлены крупными идиоморфными, нередко деформированными зернами, которые находятся в структурном равновесии с сосуществующими безводными минералами, а вторичные, более мелкие, образуют узкие неправильной формы прожилки в породе или каймы на пироксенах и гранате. Такой подход для изученных нами ксенолитов представляется слишком упрощенным, тем более что Д. Делани с соавторами [10] выделяют также промежуточные структурные разновидности. В связи с этим при обсуждении аналитических данных мы группируем флогопиты по типам пород, в которых они встречаются.

Самыми распространенными среди ксенолитов являются крупнозернистые массивные шпинелевые лерцолиты с аллотриоморфно-зернистой текстурой, содержащие около 60% оливина, 20–35% ортопироксена, 10–15% клинопироксена и 1–3% шпинели. Они, как и другие высокомагнезиальные с зеленым клинопироксеном перидотиты и пироксениты ксенолитов вулкана, относятся к так называемой Ст-диопсидовой серии. Слюда в них встречается в виде единичных мелких зерен разного структурного положения, как идиоморфных, так и ксеноморфных, в том числе интерстициальных либо развивающихся по шпинели или клинопироксену. Ксенолиты шпинелевых лерцолитов с большими содержаниями слюды очень редки. К ним относятся слюдястые лерцолиты, содержащие до 1–5% флогопита, и лерцолиты со слюдяными жилами. Слюдястые лерцолиты мелкозернистые с директивными текстурами из-за параллельного расположения пластинок слюды и удлинённых зерен оливина. Зерна флогопита здесь имеют правильные призматические сечения и структурно равновесны с другими минералами, т.е. могут рассматриваться с этой точки зрения как "первичные". Однако директивные текстуры пород и другие петрографические

признаки позволяют предположить, что эти "равновесные" соотношения, по-видимому, результат метаморфической перекристаллизации после образования флогопита в породе. Богатые слюдой прожилки в лерцолитах разного строения. В первом образце сплошной крупнозернистый (2–5 мм) агрегат флогопита выстилает плоскую поверхность лерцолитового ксенолита, во втором — в лерцолите имеется прожилок толщиной до 2 см с градиционными контактами, богатый крупнозернистым разноориентированным флогопитом (до 30 об.%), постепенно выклинивающийся в одном направлении, а в другом переходящий в клинопироксен-флогопитовый агрегат с небольшим количеством оливина и отдельными ксеноморфными зернами светло-серого апатита.

Нередко флогопит в заметных количествах содержится в пироксенитовых жилах толщиной 1–5 см, залегающих в лерцолитах, последние тоже могут содержать слюду. Пироксениты в жилах представлены обычно зелеными вебстеритами, но встречаются также клинопироксениты, гранатовые ортопироксениты.

Почти всегда слюда присутствует в редких ксенолитах черных пироксенитов (клинопироксенитов, вебстеритов, ортопироксенитов), которые в отличие от большинства нодулей трубки Шаварын-Царам относятся к так называемой Al–Ti-авгитовой серии. Они отличаются повышенной железистостью минералов, присутствием в пироксенах структур распада, нередко имеют кумулятивные структуры, т.е., по-видимому, являются магматическими породами, возникшими при кристаллизации фракционированных расплавов в мантии.

Гранат-шпинелевые лерцолиты мелко- и среднезернистые, пироксениты крупнозернистые, обычно они имеют неоднородные текстуры и часто образуют сложные ксенолиты. Гранат окружает резорбированные зерна шпинели, но встречаются и в виде отдельных зерен, в том числе напоминающих по морфологии структуры распада. Акцессорная слюда присутствует в большинстве гранатосодержащих ксенолитов, но в них она почти не образует скоплений (гнезд, жил, слюдистых пород). Чаще всего это единичные ксеноморфные зерна, замещающие шпинель, гранат, пироксены, нередко в составе мелкозернистых межзерновых агрегатов, но встречаются и мелкие субидиоморфные кристаллы.

Для большинства ксенолитов генетическая интерпретация структурных взаимоотношений флогопита в породе затруднена, поскольку в одном образце могут встречаться идиоморфные и ксеноморфные зерна, идиоморфные зерна могут содержать включения других минералов, нередко приурочены к границам зерен граната, шпинели, пироксенов или образуют мозаичные срастания с пироксенами, слагают секущие прожилки в породе. Все же петрографические данные, в первую очередь присутствие слюды в секущих прожилках и очевидные признаки замещения слюдой других минералов (чаще всего шпинели и клинопироксена), дают основание считать, что слюда в изученных ксенолитах имеет в целом наложенный характер и была образована в ходе метасоматического преобразования обычных "сухих" мантийных пород [3, 4]. "Первичные" равновесные структурные соотношения слюды с другими минералами, как в слюдистых лерцолитах с директивными текстурами, могут быть обусловлены перекристаллизацией породы после или во время образования флогопита.

Мегакристы флогопита встречаются в брекчии вулкана Шаварын-Царам в виде отдельных откруглых (оплавленных?) пластинчатых кристаллов толщиной от нескольких миллиметров до 1–4 см в поперечнике. В литературе распространено мнение, что мегакристы флогопита, как и других минералов, являются фазами высокого давления, кристаллизировавшимися из высококалийевых щелочно-базальтовых расплавов в промежуточных камерах в пределах мантии [5]. Однако нам представляется более обоснованной точка зрения о ксеногенном происхождении мегакристов флогопита в результате захвата и дезинтеграции базальтами материала метасоматических флогопитосодержащих жил в породах мантии [7]. Недавно в трубке Шаварын-Царам был обнаружен ксенолит с метасоматической жилой (друзой), минералы которой, в том числе флогопит, аналогичны по составу мегакристам в этом местонахождении [6].

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Определения F и Cl в минералах выполнены количественным рентгено-спектральным методом на микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР по методике, разработанной В.А. Вилисовым [2]. При ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 100 нА и экспозиции 200 с предел обнаружения F достигает 0,05%, а Cl – 0,01%. Фтор определяли, измеряя интенсивность аналитической линии FK_{α} во втором порядке отражения от псевдокристалла MYR. Использовался амплитудный дискриминатор, который позволил повысить контрастность спектра, подавить мешающие анализу линии других элементов (CaK_{β}^6 , NaK_{α}^3 и др.) и улучшить точность измерения фона. Фоновую интенсивность измеряли с двух сторон от аналитической линии на свободном от характеристических линий участке спектра для всех исследованных нами минералов. Для устранения систематических ошибок, связанных со спецификой физико-химических свойств исследуемых минералов и с особенностями определения F в них, использовали определенные аналитические приемы [2]. Воспроизводимость результатов измерений, проверенная на однородных по составу образцах искусственного фторфлогопита, составила порядка 5–6 отн.%.

Одновременное измерение интенсивности линии ClK_{α} с помощью кристалла-анализатора PET при этих условиях возбуждения не вызывает особых трудностей при измерении и позволяет достичь предела обнаружения Cl в исследуемых образцах около 0,01 мас.%.

В качестве образцов сравнения использовались искусственный фторфлогопит с содержанием F 8,6 мас.% и галит с содержанием Cl 60,7 мас.%. Для учета поправки на поглощение использовался метод [1].

Статистическая обработка результатов определения F и Cl в минералах химическим и рентгеноспектральными методами показала, что систематическая погрешность определений при доверительной вероятности 0,95 незначима, а сходимости результатов определений находится в зависимости от уровня содержания элемента, возрастающей с уменьшением концентрации, и составляет для F 5–30%, а для Cl 40–70%.

ОБСУЖДЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

На F и Cl был проанализирован флогопит из 20 глубинных ксенолитов, включающих все описанные выше содержащие слюду типы пород, три мегакристы флогопита, а также амфибол и апатит (по одному образцу) — см. таблицу. Ранее в этих минералах нами было определено содержание главных компонентов [3, 4]. Анализы слюды в разных зонах некоторых сложных ксенолитов (4334/1 и 4399/24, см. таблицу) несколько различаются и рассматриваются далее по отдельности.

Изученные слюды из ксенолитов Ст-диоксидовой серии являются высокомагнезиальными флогопитом ($f = 7-15$), в черных пироксенитах они заметно более железистые ($f = 24-25$). По содержанию многих главных компонентов те и другие занимают промежуточное положение между двумя другими важными группами мантийных слюд: из нодулей в кимберлитах и мегакристами в щелочных базальтах. Важнейшая черта их состава — широкие вариации содержания TiO_2 (0,6–9,2 мас.%), причем в большинстве образцов флогопит содержит более 4 мас.% TiO_2 . Мегакристы представлены довольно железистыми ($f \sim 30-40$) титан-флогопитами, для которых характерны очень высокие содержания TiO_2 (9–12 мас.%). Содержание воды, определенное в монофракциях слюды, выделенных из 4 образцов,

Содержание фтора и хлора (в мас. %) и отношение F/Cl в флогопите, амфиболе и апатите из глубинных ксенолитов и в мегакристах флогопита

№ п/п	Номер пробы	F	Cl	F/Cl	№ п/п	Номер пробы	F	Cl	F/Cl
<i>Флогопиты</i>					16	4230/15	0,47	0,03	16
1	Дар-6	0,10	0,10	1,0	17	4230/21	0,30	0,04	7,5
2	4334/8	0,06	0,04	1,5	18	4399/7а	0,27	0,04	6,8
3	4230/10	0,8	0,05	16	19	4334/9	0,13	0,07	1,9
4	4334/2л	0,3	0,06	5,0	20	4334/11	0,02	0,11	0,18
5	4230/16	0,22	0,02	11	21	4334/13	0,3	0,07	4,3
6	4230/19	0,63	0,02	32	22	4334/14	0,20	0,16	1,2
7	4334/4	1,03	0,02	52	23	4334/16	0,3	0,02	15
8	4334/1б	0,35	0,04	9	24	4334/17	0,4	0,06	8
9	4334/1з	0,48	0,03	16	25	4399/4	0,14	0,025	5,6
10	4334/1и	0,07	0,14	0,5	26	4399/6а	0,23	0,02	11,5
11	4334/1и-В	0,27	0,13	2,1	27	4399/6б	0,15	0,02	7,5
12	4399/24в	0,2	0,10	2,0	<i>Амфибол</i>				
13	4399/24ц	0,1	0,09	1,1	28	4230/13	0,4	0,02	20
14	4399/24к	0,2	0,07	2,9	<i>Апатит</i>				
15	4230/7	0,03	0,17	0,18	29	4334/1и-В	0,64	2,10	0,30

Примечание. Приводимые значения являются средними по измерениям не менее 3 зерен (точек), обычно 4–6 зерен, для апатита — среднее по 15 зернам. Типы ксенолитов: 1–7, 28 — шпинелевые лерцолиты (1–4, 28 — обычные, 5–7 — слюдистые); 8–14, 29 — жилы в шпинелевых лерцолитах (8–11, 29 — сложная клинопироксен-слюдная с апатитом в центре, 12–14 — слюдистого гранатового ортопироксенита); 15–18 — шпинелевые пироксениты (15, 16 — зеленые, 17, 18 — черные); 19–24 — гранат-шпинелевые породы (19, 20 — перидотиты, 21–24 — пироксениты); 25–27 — мегакристы флогопита.

невелико (0,7–1,2 мас.%). Очевидно, в этих слюдах значительная часть структурных позиций, куда входят анионы OH^- , F^- , Cl^- , занята двухвалентными анионами кислорода [3].

В флогопитах из ксенолитов концентрация F и Cl широко варьирует: F – от 0,02 до 1,03 мас.%, Cl – от 0,02 до 0,17 мас.% (см. таблицу, рис. 1), отношение F/Cl равно 0,18–52 и F/(F + Cl) – 0,15–0,98. В пределах отдельных образцов, кроме упомянутых выше сложных ксенолитов, содержание F и Cl по данным измерений в разных зернах довольно устойчиво, только в 2–3 образцах их вариации заметно превышают возможные ошибки анализа. Наиболее обычны содержания F от 0,1 до 0,4 мас.%. В литературе нами найдены три анализа на F и Cl флогопитов из ксенолитов в щелочных базальтах, они также отличаются умеренным содержанием этих элементов: 0,38 мас.% F и 0,05 мас.% Cl для слюдяной жилы из Диш Хилл на западе США [18] и 0,45; 0,06 и 0,62; 0,05 для гарцбургитов из Западной Гренландии [11].

На рис. 1 также показаны поля состава флогопитов из нодулей в кимберлитах Южной Африки, по данным Дж.В. Смита и др. [12], отдельно для "первичных" (см. выше) и вторичных, замещающих гранат и ортопироксен. "Первичные" слюды из нодулей в южноафриканских кимберлитах богаче Cl при одинаково больших вариациях содержаний F, средние значения для них составляют 0,43 мас.% F и 0,08 мас.% Cl. Флогопиты из ксенолитов Шаварын-Царама практически полностью перекрывают весь диапазон для первичных и вторичных слюд из ксенолитов в кимберлитах и, кроме того, распространяются в область более высоких концентраций Cl, в том числе с отношением F/Cl < 1. Некоторые из них богаче Cl (0,14–0,17 мас.%), чем любые другие описанные в литературе мантийные флогопиты. Отметим, что слюды гранатосодержащих ксенолитов Шаварын-Царама в среднем богаче Cl, чем слюды шпинелевых лерцолитов.

Содержание F и Cl в мегакристах флогопита довольно низкое: 0,14–0,23 мас.% F и 0,02 мас.% Cl, F/Cl = 5,5–11,5. По этим показателям мегакристы практически неотличимы от флогопитов из многих изученных ксенолитов. Анализ мегакристов по профилям в режиме сканирования показал их высокую однородность в отношении F и Cl. Мегакристы из кимберлитов [12] имеют более высокие содержания как F, так и Cl (0,45–1,1 мас.% F и 0,02–0,15 до 0,6 мас.% Cl).

В центральной, содержащей хлорапатит части клинопироксен-флогопитовой жилы внутри лерцолитового ксенолита флогопит содержит мало фтора (0,07–0,27 мас.%) и много хлора (0,13–0,14 мас.%, F/Cl ~ 1), а в ее периферических частях, где нет хлорапатита, – больше фтора (0,35–0,48 мас.%) и меньше хлора (0,03–0,04 мас.%, F/Cl = 8–16). Эти колебания в пределах небольшого образца показывают, что мантийные флюиды, из которых образуются гидроксилсодержащие минералы, могут резко варьировать по содержанию и соотношению фтора и хлора.

В этом плане интересно отметить также широкие вариации отношения F/Cl в разных ксенолитах, которые указывают на отсутствие прямой корреляции между содержаниями этих элементов в изученных слюдах. Содержание Cl в целом обратно пропорционально содержанию F: наиболее богатые F ($\geq 0,3$ мас.%) флогопиты содержат не более 0,05 мас.% Cl, а флогопиты с Cl $\geq 0,1$ мас.% – не более 0,25 мас.% F. На рис. 2 видно, что для

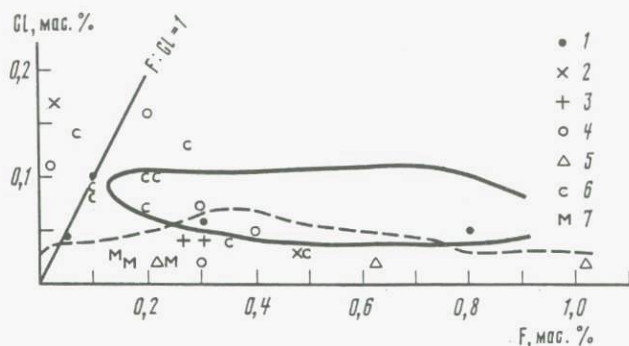


Рис. 1. Зависимость содержаний F и Cl в флогопитах

Сплошной линией показано поле состава "первичных", пунктирной — "вторичных" слюд из перidotитовых ксенолитов в кимберлитах по (12). 1 — шпинелевые лерцолиты; 2, 3 — шпинелевые пироксениты (2 — зеленые, 3 — черные); 4 — гранат-шпинелевые породы; 5 — слюдястые шпинелевые лерцолиты; 6 — богатые слюдой жилы в шпинелевых лерцолитах; 7 — мегакристы

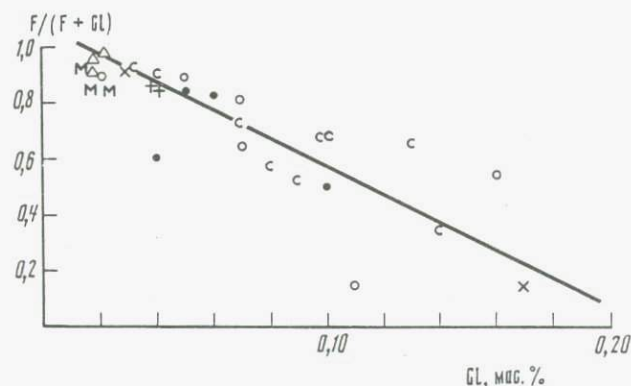


Рис. 2. Зависимость содержания Cl и отношения $F/(F + Cl)$ в флогопитах
Условные обозначения те же, что на рис. 1

слюд с повышенной концентрацией Cl отношение $F/(F + Cl)$ резко падает. Несогласованность поведения F и Cl в мантийных флогопитах и, по-видимому, в глубинных флюидах, за счет которых они образовались, должна свидетельствовать о различных геохимических свойствах этих галогенов в мантийных условиях. Таким образом, нельзя считать, что мантийные флюиды характеризуются каким-либо фиксированным типичным соотношением F и Cl, а разные концентрации этих элементов в слюдах объясняются большим или меньшим "разбавлением" таких флюидов. Напротив, наши данные позволяют предположить (см. рис. 2), что существуют разные "типы" флюидов по содержанию галогенов: более обычные "фтористые", из которых образуются слюды с 0,5–1,0 мас.% F, и более редкие "хлористые", из которых возможно образование слюд с содержанием Cl до ~ 0,2 мас.%, но бедных F. Если это так, то, исходя из обратной зависимости отношения $F/(F + Cl)$ от содержания Cl (линейная корреляция,

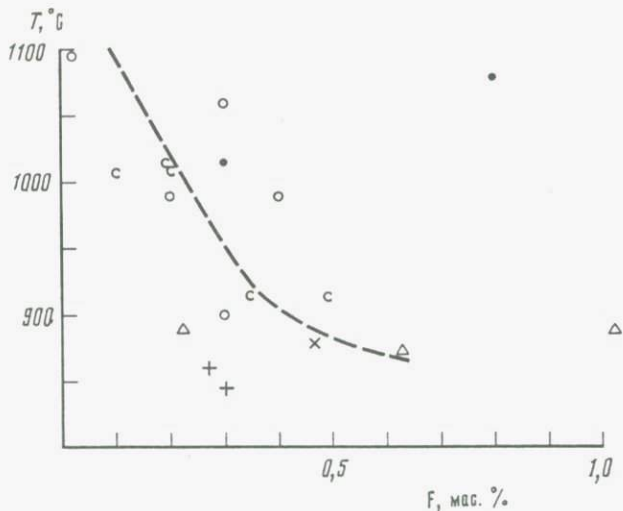


Рис. 3. Зависимость содержания F в флогопитах от температуры образования породы по [13]

Условные обозначения те же, что на рис. 1

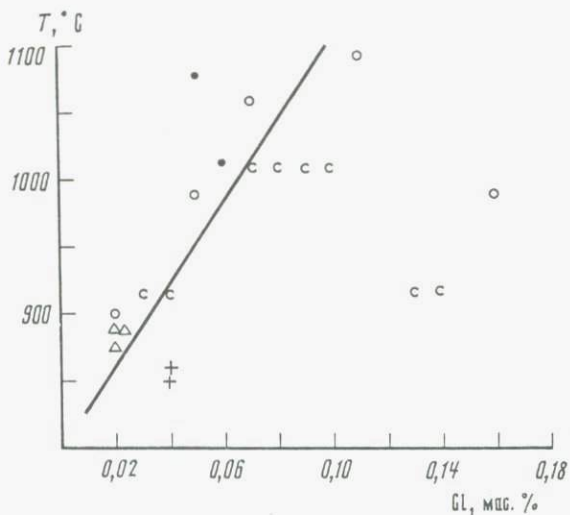


Рис. 4. Зависимость содержания Cl в флогопитах от температуры образования породы по [13]

Условные обозначения те же, что на рис. 1

см. рис. 2), вряд ли можно ожидать обнаружения в данной серии ксенолитов слюд с содержанием Cl больше 0,20–0,25 мас.%, так как при этих значениях Cl прямая уравнения регрессии достигает нулевых значений отношения $F/(F + Cl)$.

Как и для слюд из нодулей в кимберлитах [12], нами не установлена зависимость содержаний F и Cl от главных элементов, в том числе для

наиболее варьирующей окиси титана. Намечается лишь слабая практически незначимая обратная корреляция содержания F и железистости. Можно также отметить, что все слюды с высоким уровнем BaO ($\geq 0,8$ мас.%) имеют низкие содержания Cl ($\leq 0,04$ мас.%) и отношение $F/(F + Cl) > 0,85$. Однако эти закономерности могут быть косвенным отражением выявленных нами P–T зависимостей.

Полученные данные позволяют предположить, что содержание галогенов в слюде связано с температурой образования ксенолитов, которая в изученной серии меняется от 850 до 1100°C (по двупироксеновому геотермометру П. Уэллса) [4, 13]. С повышением температуры содержание F, за редкими исключениями, уменьшается (рис. 3), а Cl – отчетливо возрастает (рис. 4), соответственно падает отношение F/Cl. Наиболее естественным объяснением различий температур образования ксенолитов является их происхождение (уравновешивание) на разных глубинах в соответствии с континентальной геотермой. Поэтому можно также предположить, что более низкие отношения F/Cl характерны для более глубоких флогопитов, тем более что, как уже отмечалось, в гранат-шпинелевых ксенолитах (более глубокий парагенезис, чем шпинелевые) флогопит в среднем богаче хлором.

Амфибол в единственном изученном нами образце амфиболсодержащего лерцолита содержит 0,4 мас.% F и 0,02 мас.% Cl, что вполне согласуется с имеющимися отдельными анализами этого минерала на галогены в других местонахождениях ксенолитов (9, 12), которые также характеризуются очень низкими содержаниями Cl и умеренно низкими – F.

В апатите из центра флогопит-клинопироксенитовой жилы установлено в среднем 0,64 мас.% F и 2,10 мас.% Cl, причем содержание в разных зернах ($n = 15$) варьирует в пределах 0,5–1,0 мас.% для F и 1,74–2,67 мас.% для Cl. Таким образом, судя по имеющимся в литературе данным, это единственный хлорапатит, установленный до сих пор в ксенолите мантийного происхождения. Апатит из гарцбургитового ксенолита в кимберлитовой трубке Балтфонтейн содержит 1,8 мас.% F и 0,58 мас.% Cl [12], апатиты из клинопироксен-шпинель-апатитовых нодулей в базанитах юго-запада Австралии – 1,4–2,5 мас.% F и 0,18–0,23 мас.% Cl, $F/Cl = 7–11$ [14]. Апатит, обнаруженный во включениях флогопитсодержащих шпинелевых лерцолитов из Токинского Становика, содержит 0,56 мас.% F и 0,90 мас.% Cl (данные В.Г. Семеновой). Аналогичным образом в кимберлитах и карбонатитах также не обнаружено апатитов с отношением $F/Cl < 1$ и содержанием Cl > 1 мас.% [12].

МАНТИЯ КАК ИСТОЧНИК ГАЛОГЕНОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Поскольку до сих пор отсутствуют надежные экспериментальные данные по распределению F, Cl, а также воды (OH^-) между гидроксилсодержащими минералами ультрамафических ксенолитов и между этими минералами и базитовыми магмами или флюидами, трудно оценить влияние температуры, давления и химизма среды на содержание и распределение галогенов в водных минералах верхней мантии и их роль при выплавлении

глубинных магм. В настоящее время приходится опираться в основном на эмпирические данные анализов природных образцов, которых также пока недостаточно для надежных выводов.

Усреднение всех полученных нами аналитических данных по флогопитам из ксенолитов Шаварын-Царама дает значения 0,3 мас.% F и 0,07 мас.% Cl, $F/Cl = 4,3$, а среднее для относительно более глубинных гранат-шпинелевых пород (которые, по всей вероятности, служили субстратом при выплавлении в мантии исходной магмы вулкана) — 0,22 мас.% F и 0,08 мас.% Cl, $F/Cl = 2,8$. Если учесть, что флогопит является главным концентратом галогенов в изученных ксенолитах, то отношение F/Cl порядка 3–4 может быть типично для пород верхней мантии под Хангайским нагорьем в МНР. Поскольку при частичном плавлении мантийных пород гидроксилсодержащие минералы практически полностью переходят в расплав, это отношение, очевидно, должно характеризовать и щелочные базальты мантийного происхождения. В двух обломках базальтового стекла из эруптивной брекчии трубки Шаварын-Царам содержание галогенов составляет 0,11 и 0,08 мас.% F и 0,05 мас.% Cl, $F/Cl = 1,6$ и 2,2 (анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик С.А. Горбачева). Если довольно низкая (заметно меньше, чем для среднего по флогопиту из ксенолитов) величина отношения F/Cl в этих стеклах соответствует первичным мантийным выплавкам, то дополнительным источником хлора (кроме флогопита гранатсодержащих пород с $F/Cl \sim 3$) при их образовании мог служить хлорапатит с $F/Cl \ll 1$ типа проанализированного в данной работе (см. выше) или богатый хлором глубинный флюид.

Сравнение содержаний калия и галогенов в этих базальтовых стеклах ($K_2O = 4,0\text{--}4,5\%$, $K/F \sim 40$, $K/Cl \sim 80$) и изученных флогопитах (средние: $K_2O \sim 10$ мас.%, $K/F = 33\text{--}45$, $K/Cl \sim 125$) показывает, что если флогопит был основным источником фтора при выплавлении базальтов, то содержание калия в последних может быть полностью обусловлено переходом в расплав флогопита мантийных пород, так как отношение K/F в них практически совпадает. При этом более высокое отношение K/Cl в флогопите ксенолитов также указывает на дополнительный источник хлора (богатый хлором минерал с низким содержанием калия) при выплавлении этих базальтов, т.е., по-видимому хлорапатит.

Обращаясь к вопросу о характерных содержаниях галогенов в "водных" минералах верхней мантии, отметим, что приводимые Дж.В. Смитом и др. [12] средние содержания в флогопитах, как первичных, так и вторичных, из ксенолитов в южноафриканских кимберлитах значительно выше по фтору, чем приводимые здесь данные. Напротив, содержание хлора в "первичных" слюдах из ксенолитов в кимберлитах близко к содержанию хлора в слюдах ксенолитов вулкана Шаварын-Царам, тогда как для "вторичных" — заметно ниже. При недостатке дополнительных данных трудно определить, являются ли эти различия региональными особенностями, обусловлены они разной глубиной происхождения ксенолитов или связаны с другими причинами. Для выяснения этих вопросов необходимы дальнейшие исследования.

Литература

1. *Вилисов В.А., Гмыра В.Г.* Программа расчета содержаний элементов по данным рентгеноспектрального микроанализа // Ежегодник-1982. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР. 1983. С. 149–151.
2. *Вилисов В.А., Ильин Н.П.* Особенности рентгеноспектрального микроанализа на фтор // Журн. аналит. химии. 1980. Т. 35, вып. 8. С. 1530–1539.
3. *Ионов Д.А., Борисовский С.Е., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д.* Слюды из мантийных нодулей в щелочных базальтах МНР // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1189–1192.
4. *Ионов Д.А., Борисовский С.Е., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д.* О первой находке амфибола в глубинных ксенолитах из щелочных базальтов МНР // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 1. С. 238–242.
5. *Кележинскас В.В.* Кайнозойские щелочные базальты Монголии и их глубинные ксенолиты. М.: Наука, 1979. 312 с.
6. *Коваленко В.И., Цепин А.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д.* Гранат-пироксеновая друза – пример флюидной кристаллизации в мантии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 2. С. 449–453.
7. *Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Диков Ю.П., Владыкин Н.В.* Мантийные титансодержащие слюды: состав, структура, условия образования, возможная роль в генезисе калиевых щелочных магм // Геохимия. 1981. № 6. С. 873–888.
8. *Boettcher A.L., O'Neil J.R.* Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites // Amer. J. Sci. A. 1980. Vol. 280. P. 594–621.
9. *Dawson J.B., Smith J.V.* Upper-mantle amphiboles: a review // Miner. Mag. 1982. Vol. 45. P. 35–46.
10. *Delaney J.S., Smith J.V., Carswell D.A., Dawson J.B.* Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths: Primary- and secondary-textured micas from peridotite xenoliths // Geochim. et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44. P. 857–872.
11. *Larsen J.G.* Mantle-derived dunite and lherzolite nodules from Ubekendt Ejland, West Greenland Tertiary province // Miner. Mag. 1982. Vol. 46. P. 329–336.
12. *Smith J.V., Delaney R.L., Hervig R.L., Dawson J.B.* Storage of F and Cl in the upper mantle: geochemical implications // Lithos. 1981. Vol. 14. P. 133–147.
13. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contribs Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 62. P. 129–139.
14. *Wass S.Y., Henderson P., Elliott C.J.* Chemical heterogeneity and metasomatism in the upper mantle: evidence from rare-earth and other elements in apatite-rich xenoliths in basaltic rocks from Eastern Australia // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1980. Vol. 297. P. 333–346.

УДК 552.2

Е.В. Шарков, И.С. Пухтель

МИНЕРАЛЫ ЭКЛОГИТОВ (ГРАНАТОВЫХ ВЕБСТЕРИТОВ) И ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ИЗ ТРУБКИ ВЗРЫВА О-ВА ЕЛОВЫЙ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

В настоящее время стало совершенно очевидно, что наблюдаемые на поверхности Земли геологические явления имеют свои причины в процессах, протекающих в нижних частях земной коры и в верхней мантии. Расшифровка этих процессов — одна из важнейших задач геологической науки.

Основным источником наших знаний о вещественном составе глубинных слоев литосферы Земли являются ксенолиты, выносимые на поверхность базальтовыми магмами и кимберлитами. Изучение минеральных пара-

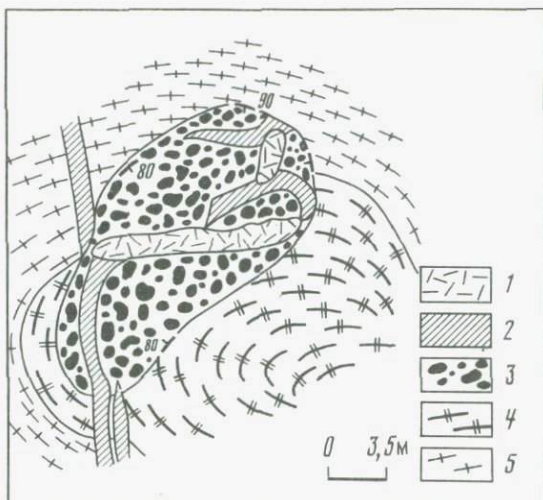


Рис. 1. Схематический план трубки взрыва на о-ве Еловый. По [16]

1 — жилы карбонатов; 2 — дайки щелочного пикрита с ксенолитами эклогитоподобных пород; 3 — тело трубки взрыва — взрывная туфобрекчия, переполненная ксенолитами разнообразных, в том числе глубинных, пород валунно-галечной формы и размерности; 4, 5 — беломорская серия архея (4 — полевшатовые амфиболиты, 5 — гранито-гнейсы и мигматиты)

генезисов ксенолитов, их химического состава и структурно-текстурных особенностей позволяет делать выводы о физико-химических условиях, существовавших на глубинах, где были сформированы или же подвергались более позднему изменению породы ксенолитов; соответственно реставрируются вещественный и химический состав нижней части земной коры и верхней мантии, а также генетические особенности этих образований. Особый интерес в этом плане представляют эклогиты и эклогитоподобные породы, которые, по мнению многих специалистов (Г.С. Йодер, К.Э. Тилли [8], Д.Х. Грин, А.Э. Рингвуд [2, 13], Б.Г. Лутц [10] и др.), пользуются здесь широким развитием.

В данной работе изложены оригинальные результаты изучения ксенолитов эклогитов и эклогитоподобных пород из трубки взрыва о-ва Еловый, расположенного в непосредственной близости от Кольского полуострова, в пределах Кандалакшского архипелага Белого моря. Эта трубка взрыва была обнаружена К.А. Шуркиным в конце 1950-х годов и описана им в специальной публикации [16]. Один из авторов статьи посетил эту трубку в 1983–1984 гг., когда и был собран материал, на основе которого написана данная статья.

В плане (рис. 1) трубка взрыва имеет овальную форму и размер 18 × 11 м, обладая четкими, крутопадающими контактами, срезающими структуру вмещающих метаморфических пород беломорского комплекса. Поверхность контакта неровная — во вмещающие породы отходят многочисленные мелкие апофизы того же состава, что и цементирующая масса в самой трубке.

Она выполнена взрывной брекчией с большой сгруженностью обломков разной формы и размеров. Средний размер обломков колеблется в пределах 10–20 см, иногда достигая 50–70 см. В промежутках распределяется материал мелкогалечной и гравелитовой размерности, сцементированный тонкозернистой плотной зелено-серой массой пикритового состава, переполненной микровключениями пород и обломками минералов, слагающих ксенолиты. На долю цементирующей массы остается не более 10–20% объема взрывной брекчии; лишь в эндоконтактной зоне шириной в несколько сантиметров, где отсутствуют крупные ксенолиты, количественно преобладает основная мелкозернистая масса карбонатизированного пикрита.

В западной части трубка сечется кулисообразно расположенными дайками оливинового пикрита (также содержащей ксенолиты) мощностью 0,7 и 1,2 м с мелкими пустотками в центре даек и эндоконтактными зонами закалки. В центральной части трубки выделяются два небольших тела мелкозернистых карбонатитов.

Главную массу ксенолитов взрывной брекчии составляют гранито-гнейсы и амфиболиты того же облика, что и вмещающие породы беломорского комплекса. Ксенолиты вмещающих пород в своей массе остроугольные в отличие от хорошо окатанных пород глубинного происхождения.

Ксенолиты эклогитов и эклогитоподобных пород занимают второе место по распространенности. Они обычно имеют округлую, реже угловато-округлую форму (рис. 2, см. вклейку). Размер ксенолитов варьирует в пределах от первых сантиметров до 40–50 см, преобладают округлые включения размером 10–15 см. Среди рассматриваемой группы ксенолитов наибольшим распространением пользуются эклогитоподобные породы, сами эклогиты занимают подчиненное место. Предыдущими исследователями эта группа пород описывалась в качестве "кристаллических сланцев эклогитовой серии", или пород "эклогитового характера с гранулитовой структурой" [9, 16]. Собственно эклогиты ими не отмечались.

Третья по распространенности группа пород, наблюдаемая в качестве ксенолитов, представлена роговообманковыми клинопироксенитами и пироксеновыми горнблендитами с коричневой роговой обманкой.

В данной статье будут рассмотрены только породы второй группы.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Ниже будут рассмотрены результаты петрографического изучения пород и данные микрозондовых определений состава важнейших минералов ксенолитов эклогитов и эклогитоподобных пород, а также вмещающих их магматических образований.

Щелочной пикрит трубки взрыва (цемент эруптивной брекчии). Он представляет собой мелкозернистую порфировидную очень сильно карбонатизированную породу с вкраплениями буроватого титан-авгита. Основная масса весьма тонкозернистая и сильно карбонатизирована, что очень затрудняет идентификацию минералов. Здесь устанавливаются выделения клинопироксена, биогита (не менее 5–10%), рудного минерала. Наблюдаются также округлые псевдоморфозы серпентина и хлорита, по-видимому, по оливину. В целом порода может быть определена как биотит-
9. Зак. 1633

авгитовый щелочной пикрит, близкий к кимберлиту. Химический анализ пикрита приведен в табл. 1. Предыдущими исследователями эти породы рассматривались как авгитовые порфириды или биотитовые мончикиты [16].

Эклогиты. В настоящей работе под эклогитами, согласно Грину и Рингвуду, понимаются породы, "химический состав которых совпадает с составом базальтов. Такая порода состоит из граната (твердый раствор альмандина и пиропы), клинопироксена, а также кварца (который может и отсутствовать), кианита, гиперстена или оливина в качестве второстепенных минералов" [2, 41]. Клинопироксен эклогитов характеризуется низким ($< 0,75$) отношением молекула Чермака/жадеит [21]. Плаггиоклаз в эклогитах как первичная фаза отсутствует.

Н.В. Соболев [7] в качестве признаков, позволяющих судить о высоком давлении образования, характерном для минералов эклогитов, отмечает: а) присутствие граната с железистостью менее 45%; б) присутствие клинопироксена с содержанием жадеитового минала не менее 25% при наличии кварца и порядка 30–40% без кварца. "При наличии хотя бы одного из этих признаков можно определенно говорить, что мы имеем типичные эклогиты" [7, с. 148]. Этот исследователь указывает также, что в эклогитах может присутствовать некоторое количество плаггиоклаза, поскольку поле устойчивости плаггиоклаза частично перекрывает границу эклогитовой фации.

Макроскопически эклогиты о-ва Еловый представляют собой очень плотные массивные среднезернистые до крупнозернистых породы, в которых на фоне основной темно-зеленой массы, сложенной пироксенами, выделяются более крупные — до 0,5–1 см в диаметре — кристаллы лилово-малинового граната. Структура пород аллотриоморфно-зернистая до гипидиоморфно-зернистой. Среди ксенолитов эклогитов о-ва Еловый встречаются две разновидности — с ортопироксеном и с каринтином.

Двупироксеновые эклогиты. Главные минералы пород представлены гранатом, слагающим от 40 до 50% объема клинопироксеном, содержание которого колеблется в пределах 30–45%, и ортопироксеном, количество которого не превышает 15% (в среднем около 10%). В аксессуарных количествах отмечены бурая роговая обманка, биотит, плаггиоклаз, рутил и рудный минерал. Химический, а также модальный и нормативный минеральный состав пород приведен в табл. 1. Характер соотношений минералов отображен на рис. 3, а (см. вклейку).

Гранат образует изометричные, реже неправильной формы трещиноватые зерна размером от 1–2 мм до 0,5–1 см. Мелкие зерна обычно имеют идиоморфные очертания, тогда как крупные, как правило, ксеноморфны и содержат округлые включения пироксенов (рис. 3, б, см. вклейку). Минерал в шлифе окрашен в бледно-розовый цвет, обычно содержит различно ориентированные мелкие иголки рутила. Химический состав гранатов из двупироксеновых эклогитов приведен в табл. 2. Как видно из табл. 3, гранат имеет существенно пироповый состав (47–49% пиропового минала).

Клинопироксен встречается в виде неправильных короткостолбчатых зерен размером 1–2 мм, нередко с явлениями слабой опацизации, выражающейся в побурении отдельных зерен или их частей (рис. 3, д, см.

Таблица 1

Химический и минеральный состав эглогитов, эглогитоподобных пород (гранатовых гранулитов) и вмещающего биотит-авгитового щелочного пикрита из трубки взрыва о-ва Еловый (в мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,20	41,00	52,30	50,90	55,90	57,30	30,20
TiO ₂	0,52	0,63	1,07	0,75	0,60	1,35	1,26
Al ₂ O ₃	13,70	11,47	15,90	20,60	16,10	16,00	8,46
Fe ₂ O ₃	2,11	7,07	3,34	1,48	2,34	2,29	5,52
FeO	13,40	7,86	7,43	9,11	7,88	5,05	5,67
MnO	0,23	0,21	0,16	0,18	0,16	0,10	0,19
MgO	14,17	13,13	4,98	3,98	4,88	3,38	11,13
CaO	7,50	11,84	7,80	6,35	7,03	5,09	13,70
Na ₂ O	1,03	1,21	4,68	4,39	3,17	4,36	2,02
K ₂ O	0,18	0,58	0,87	0,87	0,54	2,91	2,19
H ₂ O ⁻	0,33	0,34	0,13	0,22	0,15	He обн.	} 0,96
H ₂ O ⁺	0,32	2,24	0,52	0,39	0,43	0,65	
CO ₂	He обн.	1,90	0,09	0,28	0,38	0,96	13,86
Cr ₂ O ₃	0,15	0,21	0,02	0,01	0,02	0,017	He опр.
P ₂ O ₅	0,07	0,33	0,32	0,19	0,25	0,08	0,42
NiO	0,026	0,057	0,0038	0,0019	0,0095	0,0076	He опр.
CoO	0,0083	0,0098	0,0034	0,0034	0,0036	0,0029	"
CuO	0,0053	—	0,0031	0,0017	0,013	—	"
SrO	0,0086	0,011	0,083	0,075	0,052	0,062	"
BaO	0,065	0,013	0,082	0,052	0,041	0,15	"
Li ₂ O	0,0023	0,0037	0,0024	0,0013	0,00095	0,0016	"
Rb ₂ O	0,0084	0,0014	0,0012	0,0012	0,00064	0,0030	"
Cs ₂ O	0,00005	≤0,00004	≤0,00002	0,00005	0,00005	≤0,00004	"
V ₂ O ₅	—	0,044	—	—	—	0,019	"
Сумма	99,98	100,12	99,80	99,84	99,95	99,78	99,75

Нормативный минеральный состав по CIPW

Кварц	—	—	—	—	9,76	4,86	—
Корунд	—	—	—	1,37	—	—	2,74
Ортоклаз	1,08	3,60	5,21	5,21	3,23	17,58	12,55
Альбит	8,81	9,22	40,12	37,66	27,18	37,72	0,98
Анортит	32,59	25,39	20,07	30,68	28,48	15,84	—
Нефелин	—	0,84	—	—	—	—	5,48
Диопсид	2,42	22,62	8,51	—	2,35	5,03	} 7,25
Геденбергит	1,31	4,49	5,42	—	1,94	2,66	
Энстатит	19,66	—	4,31	4,47	11,23	6,28	—
Ферросилит	12,24	—	3,15	6,42	10,63	3,81	—
Форстерит	10,45	16,75	3,02	3,91	—	—	28,74
Фаялит	7,17	4,20	2,44	6,20	—	—	2,98
Магнетит	3,15	10,98	5,00	2,22	3,50	3,46	7,67
Ильменит	1,00	1,26	2,06	1,44	1,15	2,62	2,43

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Апатит	0,17	0,82	0,77	0,46	0,60	0,19	1,01
Кальцит, магнезит	—	—	—	—	—	—	28,16
<i>Модальный минеральный состав</i>							
Гранат	43	31	41	35	34	15	
Клинопироксен	38	42	22	8	14	15	
Ортопироксен	13	—	—	—	—	—	
Плагиоклаз	1	—	33	51	31	40	
Ортоклаз	—	—	1	1	2	16	
Кварц	—	—	—	—	17	9	
Роговая обманка	<1	11	—	—	—	—	
Биотит	<1	5	—	3	—	—	
Апатит	—	—	1	1	1	2	
Рутил	2	1	—	—	—	—	
Магнетит	1	1	1	—	—	2	
Скаполит	—	—	1	1	1	1	
Жедрит	—	9	—	—	—	—	

Примечание. 1 — двупироксеновый эклогит, обр. 27-14; 2 — каринтиновый эклогит, обр. 52; 3, 4 — эклогитоподобные массивные породы: 3 — обр. 27-8, 4 — обр. 27-26; 5, 6 — эклогитоподобные породы с гнейсовидной текстурой: 5 — плагиогранитизированная (гранат-клинопироксеновый плагиогнейс, обр. 27-20), 6 — испытывавшая калиевую гранитизацию (гранат-клинопироксеновый гнейс, обр. 51); 7 — цементирующий ксенолиты биотит-авгитовый щелочной пикрит [16]. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Г.С. Есикова. Нормативный минеральный состав пород рассчитан на ЭВМ "МК-4".

вклею). Иногда в клинопироксене отмечаются тонкие ламеллы ортопироксена, параллельные (100), происшедшие в результате распада твердого раствора (рис. 3, в, см. вклею).

Химический состав клинопироксенов, определенный на микроанализаторе, приведен в табл. 4 (ан. 1, 2) а их структурные формулы — в табл. 5. Как видно из этих данных, клинопироксены описываемых эклогитов содержат 14,1–14,5% жадеита и могут рассматриваться как омфациты [5]. Они также характеризуются низким отношением молекула Чермака/жадеит, что характерно для клинопироксенов эклогитов [6, 21].

Ортопироксен представлен короткостолбчатыми кристаллами, реже неправильной формы зернами размером 0,5–2 мм. Для него также характерны структуры распада твердого раствора, представленные тонкими ламеллами клинопироксена, параллельными (100) (рис. 3, з, см. вклею).

Химический и компонентный составы ортопироксена приведены в табл. 4, 5. Как следует из этих данных, ортопироксен относится к глиноземистому бронзиту Fs_{25} .

Плагиоклаз встречается в породе в виде мелких ксеноморфных выделений, в большинстве случаев не обладающих двойниковым строением и

Таблица 2

Химический состав гранатов из эклогитов и эклогитоподобных пород трубки взрыва о-ва Еловый (в мас. %)

Оксиды	1	2	3	4	5а	5в	6
SiO ₂	39,94	38,95	40,10	39,64	41,30	41,50	39,01
TiO ₂	0,02	0,08	0,02	0,10	0,10	0,10	0,27
Al ₂ O ₃	22,13	21,92	22,31	22,72	20,87	20,90	21,53
Cr ₂ O ₃	0,13	0,18	Нет	0,01	Нет	Нет	0,05
FeO*	18,70	19,10	19,02	19,18	21,20	20,79	21,39
MnO	0,40	0,37	0,54	0,39	0,52	0,53	0,50
MgO	13,23	12,60	12,46	10,88	10,50	10,40	10,14
CaO	4,43	4,66	5,20	7,29	6,20	6,80	5,74
Na ₂ O	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,38	97,86	99,65	100,21	100,69	101,02	98,61
Показатель преломления	1,759	1,761	Не опр.	1,772—	Не опр.	Не опр.	1,768—
<i>f</i>	44,19	45,91	46,06	49,71	53,09	52,85	54,18

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл. 3: 1, 2 — двупироксеновый эклогит, обр. 27-14; 3 — каринтиновый эклогит, обр. 52; 4, 5 — эклогитоподобные бескварцевые породы с идиоморфными кристаллами граната: 4 — со значительным содержанием клинопироксена, обр. 27-8; 5 — почти бесклинопироксеновая разновидность, обр. 27-26; 5а — из центра зерна, 5в — из краевой части зерна; 6 — гранат-клинопироксен-плагноклазовая окварцованная эклогитоподобная порода, обр. 27-20; $f = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}^{2+})$ — железистость, FeO* — суммарное железо как FeO. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе "Сатеса", аналитик Г.Н. Муравичка.

приуроченных к интерстициям между зернами описанных выше породообразующих минералов.

Рутил, типичный акцессорный минерал эклогитов, наблюдается в породе как в виде угловатых, реже скруглых зерен (рис. 3, д, см. вклейку), с очень высоким рельефом, почти непрозрачных в шлифе, иногда с хорошо выраженной спайностью, обычно приуроченных к интерстициям между зернами граната и пироксенов, так и в виде тончайших иголочек, дающих яркие красные, синие, фиолетовые цвета интерференции и равномерно рассеянных внутри зерен граната.

Биотит развивается по темноцветным минералам в виде мелких ксеноморфных, причудливых по форме коричневых листочков; характер выделений биотита дает основание говорить о явно вторичном происхождении этого минерала.

Подводя итог краткой характеристике двупироксеновых эклогитов, следует отметить, что все три главных минерала обладают примерно равной степенью идиоморфизма по отношению друг к другу. Однако это не относится к крупным зернам граната, которые имеют весьма сложную конфигурацию, выполняя крупные интерстиции между зернами пироксенов. В ряде случаев отмечалось, что пироксены вне контура граната имеют близкие к идиоморфным очертания, а контактирующие с ним участки,

Таблица 3

Компонентный состав (в мас. %) гранатов из эклогитов и эклогитоподобных пород трубки взрыва о-ва Еловый

Компоненты	1	2	3	4	5а	5в	6
Si	2,992	2,974	3,003	2,970	3,100	3,104	2,998
Ti ⁴⁺	0,001	0,005	0,001	0,006	0,006	0,006	0,002
Al ^{IV}	0,007	0,021	—	0,024	—	—	—
Al ^{VI}	1,945	1,951	1,968	1,982	1,847	1,843	1,950
Fe ³⁺	0,047	0,035	0,032	0,017	0,153	0,157	0,034
Cr ³⁺	0,008	0,014	—	0,001	—	—	0,002
Ti ⁴⁺	—	—	—	—	—	—	0,014
Mg	1,476	1,434	1,392	1,215	1,175	1,159	1,161
Fe ²⁺	1,122	1,182	1,156	1,184	1,177	1,142	1,339
Ca	0,387	0,381	0,417	0,585	0,499	0,545	0,473
Mn	0,025	0,024	0,034	0,025	0,033	0,033	0,033
O	12,010	12,021	12,008	12,010	12,096	12,099	12,010
Пироп	49,04	47,48	46,40	40,38	40,74	40,26	38,57
Альмандин	37,28	39,12	38,57	39,35	40,81	39,67	44,49
Гроссуляр	10,10	10,16	12,30	18,54	9,65	11,08	13,30
Андрадит	2,35	1,75	1,60	9,85	7,65	7,85	2,40
Спессартин	0,83	0,79	1,13	0,83	1,14	1,15	1,10
Уваровит	0,40	0,70	—	0,05	—	—	0,10

как правило, округлые, бухтообразные. В самом гранате содержатся мелкие изометричные включения пироксенов. Такие соотношения обычны для интерстициальных минералов первично-магматических кумулятивных структур, для тех случаев, когда интеркумулусные фазы имеют реакционные взаимоотношения с ранее выделившимися кумулульными минералами [15]. Наличие мелких идиоморфных кристаллов граната в породе, вероятно, свидетельствует о том, что благодаря высокой кристаллизационной способности он в некоторых благоприятных условиях (в примерно изометричных интерстициях) успевал оформиться в самостоятельные зерна, однако чаще вел себя как типичный минерал интеркумулуса. Кроме граната, к интеркумулусу можно отнести плагиоклаз, по отношению к которому гранат идиоморфен, а также рутил и бурую роговую обманку. Вторичная природа бледно-коричневого биотита не вызывает сомнений.

Структура пород, как уже указывалось, близка к кумулятивной, характерной для интрузивных образований. Вместе с тем часть кристаллов деформирована, наблюдаются изгибы плоскостей спайности в пироксенах, появляется облачное погасание минералов и т.д. Однако масштабы этих деформаций невелики, существенных минеральных новообразований не наблюдается.

В некоторых образцах эклогитов встречаются новообразования звездчатой, линзовидной и неправильно-жилковатой формы (рис. 3, е, см. вклейку). Они приурочены к трещинкам в пироксенах и гранатах, причем никаких деформаций кристаллов, связанных с этими новообразованиями,

Таблица 4

Химический состав пироксенов и амфиболов из эклогитов и эклогитоподобных пород трубки взрыва о-ва Еловый (в мас. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,49	53,50	53,90	52,38	52,80	53,16	54,50	44,00	44,80
TiO ₂	0,58	0,50	0,70	0,62	0,65	0,64	0,03	2,00	Нет
Al ₂ O ₃	6,22	7,22	5,70	7,39	6,60	6,71	2,12	13,10	11,40
Cr ₂ O ₃	0,23	0,29	0,20	0,03	Нет	0,03	0,04	0,39	Нет
FeO*	5,41	5,69	5,47	4,80	6,70	7,93	14,12	7,80	15,50
MnO	0,04	0,01	0,06	0,03	0,03	0,06	0,09	Нет	Нет
MgO	12,15	12,19	13,0	12,14	11,70	11,82	27,46	15,80	23,80
CaO	19,14	19,28	20,68	20,48	19,20	18,59	0,14	11,20	0,52
Na ₂ O	2,45	2,64	1,82	2,00	2,40	2,62	Нет	1,90	Нет
K ₂ O	Нет	0,01	Нет	Нет	Нет	0,01	"	1,80	0,07
Сумма	98,71	101,33	101,53	99,87	100,08	101,56	98,50	99,89	98,59

Примечание. 1,2 — клинопироксены из двупироксенового эклогита, обр. 27-14; 3 — из каринтинового эклогита, обр. 52; 4, 5 — из эклогитоподобных пород с текстурой, бескаринтиновых, с различным содержанием клинопироксена (4 — обр. 27-8, 5 — обр. 27-26); 6 — из эклогитоподобных пород с гнейсовидной текстурой, окварцованных, обр. 27-20; 7 — бронзит из двупироксенового эклогита, обр. 27-14; 8 — каринтин, 9 — жедрит из каринтинового эклогита, обр. 52. В анализах 8 и 9, кроме того, рассчитано содержание H₂O⁺ соответственно 1,90 и 2,50%; FeO* — суммарное железо как FeO. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе "Сатеса", аналитик Г.Н. Муравецкая.

не отмечается — ни смещений фрагментов зерен, ни появления облачного погасания. Как видно на фотографиях, они имеют своеобразную округло-дендритовидную форму. Эти участки образованы теми же минеральными фазами, что и материнские кристаллы, так же и погасают, хотя в ряде случаев угол их погасания может несколько отличаться от погасания минерала-хозяина. Обычно в одних образцах подобные структуры развиваются по пироксенам, а по гранатам в это время появляются сходные по морфологии плагиоклазовые выделения с мелкими зернышками рудного минерала. В других случаях пироксены не затрагиваются процессом, а дендритовидные структуры развиваются только по гранату, и в этом варианте представлены мелкозернистыми агрегатами граната. Аналогичные образования наблюдаются и в рассмотренных ниже эклогитоподобных породах, главным образом по клинопироксену, не затрагивая плагиоклаз и роговую обманку. По-видимому, они представляют собой начальные стадии процесса гранитизации, охарактеризованного ниже.

Каринтиновые эклогиты. В отличие от рассмотренных выше ортопироксеновых эклогитов эта разновидность в существенных количествах содержит бурую роговую обманку типа каринтина и красно-коричневый биотит.

Преобладающим минералом является клинопироксен — 40–50% объема. Гранат составляет 30–35%, каринтин — 10–15%, а биотит — около 5% объема пород. В аксессуарных количествах присутствуют рутил и рудный минерал.

Таблица 5

Компонентный состав пироксенов из эклогитов и эклогитоподобных пород о-ва Еловый (в мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Si	1,937	1,922	1,940	1,910	1,930	1,920	1,978
Al ^{IV}	0,063	0,078	0,060	0,090	0,070	0,080	0,022
Al ^{VI}	0,207	0,228	0,182	0,227	0,214	0,206	0,068
Cr ³⁺	0,007	0,008	0,006	0,001	—	0,001	0,001
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	0,022	—
Fe ²⁺	0,167	0,171	0,165	0,146	0,205	0,218	0,428
Mg ^{VI}	0,602	0,580	0,626	0,608	0,562	0,534	1,484
Mn	0,001	—	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003
Ti ⁴⁺	0,016	0,013	0,019	0,017	0,018	0,017	0,001
Mg ^{VIII}	0,067	0,072	0,071	0,052	0,075	0,102	—
Ca	0,757	0,742	0,797	0,800	0,752	0,719	0,005
Na	0,175	0,184	0,127	0,141	0,170	0,183	—
K	—	—	—	—	—	—	—
O	6,00	6,01	6,01	6,01	6,00	6,01	5,95
Чермакит/ жадеит	0,36	0,42	0,47	0,64	0,41	0,44	—

Примечание. 1, 2 — клинопироксены из двупироксенового эклогита, обр. 27-14; 3 — из каринтинового эклогита, обр. 52; 4, 5 — из массивных эклогитоподобных пород с различным содержанием клинопироксена (4 — обр. 27-8, 5 — обр. 27-26); 6 — из гнейсовидных эклогитоподобных окварцованных пород, обр. 27-20; 7 — бронзит из двупироксенового эклогита, обр. 27-14.

Своеобразную особенность изученных каринтиновых эклогитов представляют собой псевдоморфозы жедрита по минералу с морфологией пироксена и даже реликтовой спайностью, характерной для пироксенов. Никаких реликтов этого минерала не сохранилось. В то же время ни клинопироксен, ни роговая обманка этому процессу совершенно не подвержены. Это позволяет предполагать, что жедрит развивался по ортопироксену, количество которого, судя по псевдоморфозам, в изученных породах составляло не менее 10%.

Неправильные выделения розоватого в шлифе *граната*, как правило, трещиноваты, имеют средний размер около 2–3 мм. Его химический состав приведен в табл. 2, а кристаллохимическая формула — в табл. 3. Судя по этим данным, гранат близок к гранату двупироксеновых эклогитов, отличаясь от него несколько пониженным содержанием пиропового минала.

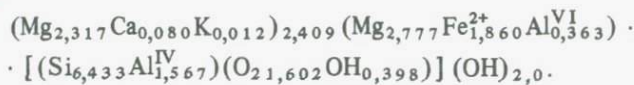
Клинопироксен каринтиновых эклогитов по оптическим свойствам аналогичен наблюдаемому в двупироксеновых разновидностях. Его химический состав приведен в табл. 4. От клинопироксена двупироксеновых эклогитов он отличается более низким содержанием Na₂O (и соответственно жадеитового минала) и молекулы Чермака, так что отношение чермакит/жадеит близко к таковому в клинопироксенах последних образцов.

Бурая роговая обманка, как и клинопироксен, образует неправильно-призматические и округлые выделения, плеохроирующие в буро-желтых тонах. Ее химический состав приведен в табл. 4. Он весьма близок к составу каринтина из эклогитов [5, 14].

Структурная формула роговой обманки: $(\text{Na}_{0,466}\text{K}_{0,332})_{0,798} \cdot (\text{Ca}_{1,734}\text{Mg}_{0,201}\text{Na}_{0,065})_2 (\text{Mg}_{3,203}\text{Al}_{0,810}^{\text{VI}}\text{Fe}_{0,942}^{2+}\text{Cr}_{0,045})_5 [(\text{Si}_{16,360} \cdot \text{Al}_{1,423}\text{Ti}_{0,217})\text{O}_{22}] (\text{OH}_{1,835}\text{O}_{0,165})_2$.

Красно-коричневый биотит местами образует довольно крупные — до 2–3 мм длиной — неправильные выделения (рис. 4, см. вклейку), частично корродирующие роговую обманку. Иногда мелкие округлые включения биотита наблюдались в гранате.

Жедрит образует тонковолокнистые агрегаты зелено-бурого цвета, вытянутые вдоль ориентировки спайности первичного минерала, которая, как правило, совпадает с его удлинением. Погасание волокон прямое. Обычно здесь же присутствует небольшое количество карбоната и, возможно, мелкочешуйчатого талька. Химический анализ жедрита приведен в табл. 4, его кристаллохимическая формула, рассчитанная по методу Борнеман—Старынкевич [1], имеет следующий вид:



Как известно [5], жедриты нередко развиваются по ортопироксену, что, принимая во внимание морфологию псевдоморфоз, представляется весьма вероятным и в рассматриваемом случае. В случае справедливости этого предположения можно сделать вывод, что излученные каринтиновые эклогиты также двупироксеновые и отличаются от рассмотренных выше наличием каринтина и биотита.

В целом гранат, клинопироксен, роговая обманка, псевдоморфозы жедрита и, по-видимому, биотит не обладают заметным идиоморфизмом по отношению друг к другу, и создается впечатление, что они (в том числе и первичный минерал псевдоморфоз) кристаллизовались приблизительно одновременно. Как уже указывалось, мелкие округлые включения клинопироксена, роговой обманки и биотита наблюдаются в краевых частях зерен граната. Это может свидетельствовать о том, что гранат заканчивал кристаллизацию последним. Кроме того, биотит в ряде случаев отчетливо корродирует роговую обманку, т.е. он заканчивал кристаллизацию позднее амфибола. В целом структура породы, так же как и в случае двупироксеновых эклогитов, больше всего напоминает магматическую.

ЭКЛОГИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ (ГРАНАТОВЫЕ ГРАНУЛИТЫ)

К этой группе нами отнесены породы, содержащие в качестве главных минеральных фаз плагиоклаз, гранат и клинопироксен. Макроскопически это массивные или гнейсовидные среднезернистые породы от светло-серого до темно-зеленого цвета с красно-коричневыми выделениями граната. Эклогитоподобные породы связаны промежуточными разновидностями с небольшим количеством полевого шпата с эклогитами.

Среди ксенолитов эклогитоподобных пород преобладают гнейсовидные. Весьма существенно, что в некоторых ксенолитах, например в обр. 27-26 (рис. 5, б, см. вклейку), наблюдаются переходы от массивных разновидностей к гнейсовидным, причем ориентированные текстуры срезаются поверхностью контакта ксенолита с вмещающими его щелочными пикритами. Это с несомненностью свидетельствует о том, что явления рассланцевания пород происходили *in situ*, еще до того момента, как рассматриваемые фрагменты были захвачены расплавом.

Второе важное обстоятельство заключается в том, что в гнейсовидных разновидностях эклогитоподобных пород появляются новообразованный плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат, что свидетельствует о явлениях глубинного метасоматоза, сопровождавшего рассланцевание пород.

Эклогитоподобные породы с массивной текстурой в качестве главных минералов содержат в своем составе гранат пироп-альмандинового ряда (20–30 об. %), клинопироксен (10–25 об. %) и плагиоклаз (20–55%); в аксессуарных количествах присутствуют рутил, ортопироксен, апатит и рудный минерал. Вторичные минералы — скаполит, биотит, хлорит, соссюрит, карбонат. Структура пород близка с гилидиоморфно-зернистой или аллотриоморфно-зернистой. Химический и минеральный состав породы приведен в табл. 1.

Гранат, как правило, образует идиоморфные ромбододекаэдрические кристаллы розового в шлифах цвета, размером в среднем около 1,5 мм, иногда окруженные непрозрачной, нередко двухслойной каймой (рис. 5, а, см. вклейку). Химический состав граната приведен в табл. 2. Как видно из таблицы, гранат эклогитоподобных пород близок гранату эклогитов, отличаясь от последних несколько повышенными содержаниями титана и кальция и пониженными — хрома и особенно магния. Как видно из рис. 6, составы гранатов изученных эклогитов и эклогитоподобных пород близки и попадают соответственно в поля составов эклогитов и эклогитоподобных пород из различных районов СССР и мира.

В одном из зерен граната была исследована зональность. Анализ из краевой зоны граната показал несколько пониженные содержания пироба и альмандина и повышенные — гроссуляра и андрадита по сравнению с анализом из центральной части кристалла (см. табл. 3). Это позволяет сделать предположение о наличии прямой зональности в гранатах.

Клинопироксен представлен короткостолбчатыми, реже ксеноморфными, чуть зеленоватыми в шлифе зернами размером 1–2 мм; иногда слабо опациitized. Обладает слабым плеохроизмом в зеленоватых тонах. Иногда в клинопироксене устанавливаются структуры распада твердого раствора, представленные тонкими ламеллами ортопироксена, параллельными (100). По составу клинопироксен отвечает омфациту и практически не отличается от клинопироксена эклогитов (см. табл. 4).

Согласно А. Уайту [21], подавляющее число клинопироксенов из эклогитоподобных пород имеет отношение чермакит/жадеит > 1 и только часть из них попадает в промежуточное поле (между линиями А и В на рис. 7). В исследованном нами случае этого не наблюдается, и клинопироксены эклогитоподобных пород располагаются в поле эклогитовых клинопироксенов (см. рис. 7).

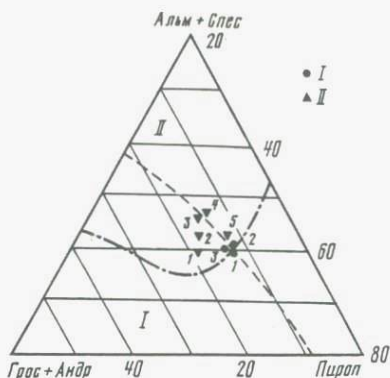


Рис. 6. Диаграмма составов гранатов из пород эклогитовой серии (о-ва Еловый)

I — гранаты из эклогитов: 1, 2 — двупироксеновый эклогит (обр. 27–14), 3 — каринтиновый эклогит (обр. 52); II — гранаты эклогитоподобных пород: 1, 2 — массивных (обр. 27-8 и 27-26 соответственно), 3 — гнейсовидных (обр. 27-20); составы 4, 5 по Шуркину, Румянцевой (1979 г.). Поля составов гранатов из гранулитовой (I) и эклогитовой (II) фаций нанесены по [7]

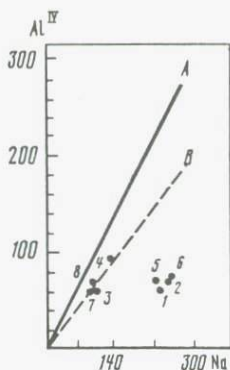


Рис. 7. Соотношение чермакита (Al^{IV}) и жадеита (Na) в клинопироксенах из эклогитов и эклогитоподобных пород о-ва Еловый

Линии A и B отделяют после пироксенов из эклогитоподобных пород от поля эклогитовых клинопироксенов. Составы клинопироксенов из: 1, 2 — ортопироксенового эклогита (обр. 27-14), 3 — каринтинового эклогита (обр. 52/84), 4, 5 — эклогитоподобных массивных пород (4 — обр. 27-8, 5 — 27-26), 6 — эклогитоподобной породы с гнейсовидной текстурой (обр. 27-20), 7, 8 — эклогитоподобные породы по [16]

Для плагиоклаза характерна неправильно-таблитчатая, реже близкая к изометричной форма зерен, размер которых варьирует от 0,2 до 1–2 мм. По данным микрозондового анализа (табл. 6) он имеет состав $Or_{27}Ab_{71}An_{27}$. Плагиоклаз sdвойникован по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам, иногда отмечается триадное двойникование. Структура породы больше всего напоминает магматическую, гипидиоморфно-зернистую, возможно, кумулятивную.

Эклогитоподобные породы с гнейсовидной текстурой. На самых начальных стадиях изменения массивных разновидностей в них появляются локальные линзовидные или неправильной формы участки рассланцевания размером в первые сантиметры. По мере дальнейшего развития процесса эти участки становятся обширными, и, наконец, на заключительных стадиях процесса порода приобретает полосчатую текстуру, обусловленную чередованием тонких (первые миллиметры до сантиметра) слоев, сложенных темно- и светлоцветными минералами. Наряду с гнейсовидной текстурой, иногда, весьма редко, отмечались ксенолиты эклогитоподобных пород с линейной текстурой, где темноцветные минералы образуют агрегаты сигарообразной формы диаметром 2–4 мм и длиной до 5–8 мм (например, обр. 28-8).

В процессе такой текстурной перестройки гранат теряет свои идиоморфные очертания; он образует вначале неправильные скопления, а в конечном итоге собирается в тонкие выдержанные микрослойки (мощностью до 0,5–1 см), протягивающиеся через весь ксенолит. В нем появляются

Таблица 6

Химический и компонентный состав полевых шпатов эколгитоподобных пород из трубки взрыва о-ва Еловый (в мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	61,62	61,39	62,57	62,32	64,55	63,49	64,82	64,08
Al ₂ O ₃	21,96	22,70	24,28	20,78	22,34	19,73	19,35	18,17
CaO	5,96	6,13	5,10	4,23	3,09	2,99	0,47	0,42
Na ₂ O	8,57	8,78	8,74	10,68	8,76	9,09	4,14	5,18
K ₂ O	0,52	0,48	0,76	1,10	2,09	2,27	8,97	9,17
Сумма	98,63	99,48	101,45	99,07	100,83	97,65	97,74	97,02
Si	2,780	2,746	2,743	2,784	2,839	2,886	2,977	3,00
Al ^{IV}	0,220	0,254	0,257	0,216	0,161	0,114	0,023	—
Al ^{VI}	0,947	0,942	0,998	0,876	0,997	0,943	1,041	0,962
Na	0,749	0,761	0,742	0,924	0,747	0,801	0,374	0,478
Ca	0,288	0,294	0,239	0,202	0,146	0,146	0,023	0,021
K	0,030	0,027	0,043	0,063	0,117	0,132	0,533	0,557
O	7,988	7,974	8,00	7,910	7,993	7,970	8,027	7,982
Альбит	70,2	70,3	72,5	77,7	74,0	74,2	40,2	45,2
Анортит	27,0	27,2	23,3	16,9	14,5	13,5	2,5	2,0
Ортоклаз	2,8	2,5	4,2	5,4	11,5	12,3	57,3	52,8

Примечание. 1-3 — плагиоклазы из эколгитоподобных массивных пород (1, 2 — обр. 27-8, 3 — обр. 27-26); 4 — плагиоклаз из бескварцевых массивных эколгитоподобных пород, в которых установлены локальные участки рассланцевания; проанализирован плагиоклаз из рассланцованного участка, обр. 27-17; 5-8 — полевой шпат окварцованной эколгитоподобной породы с гнейсовидной текстурой, в которой установлена микронеоднородность, обр. 27-20 (5, 6 — анализы с максимальным содержанием СаО, 7, 8 — анализы с минимальным содержанием СаО). Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе "Сатеса", аналитик Г.Н. Муравикья.

линзочки и червеобразные выделения кварца. Несколько меняется при этом и состав граната — снижается содержание пирропа и андрадита при возрастании альмандинового и гроссулярового миналов (см. табл. 2, 3).

Клинопироксен образует линзовидные агрегаты короткостолбчатых неправильных зерен, ассоциирующие с гранатом. Судя по данным микрозондового анализа, его состав существенно не меняется (см. табл. 4 и 5).

Плагиоклаз приобретает форму, близкую к неправильно-изометричной или ксеноморфной, размер зерен увеличивается до 2-3 мм. Его основность падает до $Or_5Ab_{78}An_{17}$ (см. табл. 6), т.е. отмечается процесс типа порфиробластеза.

Под микроскопом удается наблюдать все стадии раскисления плагиоклаза — от образования кайм более кислого плагиоклаза вокруг зерен более основного до почти полного его замещения с сохранением лишь теневых реликтов первичного плагиоклаза, обладающих одинаковой оптической ориентировкой (рис. 8, а, б, см. вклейку). Далее отчетливо наблюдается коррозия цветных силикатов вторичным кислым плагиоклазом. Как видно из рис. 8, в, первичное крупное зерно граната содержало округ-

лое зерно клинопироксена. В результате замещения кислым плагиоклазом часть включения вышла за пределы зерна граната и была разъединена на две части, которые, однако, сохранили свою оптическую ориентировку. В других случаях отмечалось, что гранаты пересекаются жилками кислого плагиоклаза с небольшим количеством бледно-зеленого клинопироксена и мелкочешуйчатого биотита. Зерна первичного клинопироксена в таких породах уменьшаются по количеству и размерам, приобретают очень сложную конфигурацию и иногда окружены тонкой каемкой мелкоагрегатного вторичного клинопироксена, весьма напоминающего жилковидные агрегаты этого минерала в описанных выше двупироксеновых эклогитах. В породах появляется заметное количество мелких выделений кварца. В результате этих процессов порода становится лейкократовой. Макроскопически это выражается в появлении светлых линзовидных участков и пятен с неправильными очертаниями. Они срезаются поверхностями контактов ксенолитов и связаны с доксенолитной историей пород.

Другое направление ранних высокотемпературных изменений гнейсовидных эклогитоподобных пород заключается в появлении в них калиевого полевого шпата. На самых ранних этапах процесса в порфиробластическом кислом плагиоклазе появляются микропертиты, наличие которых было установлено с помощью микрозонда. Для этой цели были исследованы два однородных под обычным оптическим микроскопом зерна подобных плагиоклазов в кварцсодержащей эклогитоподобной породе с гнейсовидной текстурой (обр. 27-20 в табл. 6). В крупных зернах плагиоклаза (порфиробластах?) состава $Or_{11,5-12,3}Ab_{74,0-74,2}An_{14,5-13,5}$ были установлены мельчайшие участки, по размерам сопоставимые с участками зондирования, в которых содержание ортоклазового минала достигает 53–57%, а альбитового – 40–45%.

При дальнейшем развитии процесса микронеоднородности сливаются в макронеоднородности, а выделения калиевого полевого шпата, имеющие вид тонких, часто неправильных пластинок и линзочек, располагаются в зернах плагиоклаза согласно гнейсовидности породы и легко диагностируются под микроскопом (т.е. образуются так называемые псевдоантипертиты) (рис. 8, 2, см. вклейку). Наконец, в ряде случаев плагиоклаз полностью замещается калиевым полевым шпатом, зерна которого содержат отдельные пластинчатые реликты кислого плагиоклаза (псевдопертиты), также ориентированные параллельно гнейсовидности (рис. 8, 2, см. вклейку).

В таких сильно метасоматизированных породах агрегаты близких к изометричным или неправильной формы зерен калиевого полевого шпата образуют линзочки и тонкие прослойки, наследующие морфологию плагиоклазовых агрегатов.

Следующая важная особенность метасоматизированных пород заключается в явных следах коррозии калиевым полевым шпатом первичных темноцветных минералов, особенно клинопироксена, а кварцем калиевого полевого шпата, плагиоклаза и темноцветных минералов без каких-либо следов реакционных минералов вдоль границ зерен (рис. 8, д, см. вклейку). Интересно, что кварц замещает и скаполит, который, по-видимому, развивается на более ранней стадии.

Очевидно, весь этот комплекс вторичных изменений пород можно квали-

фицировать как глубинную гранитизацию натриевого профиля в первом и калиевого — во втором случае. Очевидно, это один и тот же этап гранитизации, а конкретное его проявление связано с изменением состава флюида за счет реакции с вмещающими породами.

Вероятно, с этим же связано и появление агрегатов мелких пластинок коричневого биотита, развивающихся преимущественно в плагиоклазовых прослойках гнейсовидных эклогитоподобных пород. Биотит отчетливо развивается по темноцветным минералам, особенно по гранату (рис. 9, см. вклейку), и часто концентрируется вокруг выделений рутила. Его соотношения с вторичным плагиоклазом не столь очевидны — иногда создается впечатление, что плагиоклаз замещает биотит, в других случаях — наоборот. Это, скорее всего, свидетельствует об одновременности возникновения рассматриваемых минералов.

Следующий этап связан с низкотемпературными изменениями пород — сосюритизацией плагиоклаза, хлоритизацией граната и скаполита. Макроскопически это выражается в появлении розоватых белесых линзообразных пятен. Они также срезаются поверхностями контактов ксенолитов и связаны с доксенолитовой историей пород. Вероятно, с этим же этапом связана жедритизация каринтиновых эклогитов.

Самыми поздними являются жилки карбоната, нередко тонкой сетью пронизывающие ксенолиты. Эти жилки уходят во вмещающие пикриты и, очевидно, связаны с ними.

Контакты ксенолитов с пикритами обычно резкие. Иногда вдоль контакта граната с пикритом появляется кайма темной непрозрачной субстанции (рис. 10, *а*, см. вклейку). При ближайшем рассмотрении кайма отчетливо подразделяется на две зоны (*А* и *В*), отличающиеся как по оптическим свойствам, так и по химическому составу (рис. 10, *б*, см. вклейку). Зона *А* совершенно непрозрачна, черного цвета, имеет ширину 0,1–0,2 мм, крайне негомогенна. Выделяются мельчайшие участки с высоким (до 62%) и низким (~14%) содержанием FeO. Усредненные данные приведены в табл. 7. Зона *В* связана с зоной *А* довольно резким переходом, она окрашена в бурый цвет и оптически изотропна. Зона *В* значительно более гомогенна по химическому составу и приближается к химическому составу граната (см. табл. 7).

Вероятно, данная кайма представляет собой стекло, возникшее на начальных стадиях плавления граната. Тот факт, что объем щелочного пикрита, который непосредственно примыкает к ксенолиту, резко обеднен аксессуарным рудным минералом, содержащимся в виде густой микро-вкрапленности в породе, дает основание предположить, что в процессе взаимодействия ксенолита и расплава система стекло–вмещающий расплав была открытой и между ними осуществлялся интенсивный обмен в соответствии с геохимическими свойствами каждого конкретного элемента. Как видно из табл. 7, в стекле, кроме отмеченного повышения содержания FeO, отмечается резкое увеличение содержания Na₂O, K₂O, MgO.

Подводя итог описанию эклогитов и эклогитоподобных пород, можно сделать следующие выводы:

1. Среди эклогитов выделяются две разновидности, различающиеся отсутствием или наличием существенных количеств каринтина и биотита, в последнем случае ортопироксен представлен псевдоморфозами жедрита.

Таблица 7

Химический состав каймы плавления на контакте эклогитоподобной породы и вмещающего биотит-авгитового щелочного пикрита (в мас. %)

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	27,72	43,53	43,37	39,64
TiO ₂	0,07	0,09	0,01	0,10
Al ₂ O ₃	16,99	20,06	18,58	21,89
FeO*	40,52	14,96	19,97	22,34
MnO	0,17	0,16	0,05	0,49
MgO	11,11	14,18	16,01	10,58
CaO	0,11	0,70	1,52	5,36
Na ₂ O	0,31	0,29	0,45	—
K ₂ O	4,47	5,95	0,21	—
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,20	—
Сумма	101,55	99,94	100,37	100,40

Примечание. 1–3 – химический состав различных зон каймы плавления граната; 1, 2 – зона А: 1 – с максимальным содержанием FeO* (среднее из двух анализов), 2 – с минимальным содержанием FeO* (среднее из трех анализов); 3 – зона В (среднее из двух анализов); 4 – состав оплавленного граната (*Py_r40Al_m45Gro_s12*). Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе "Сатеса", аналитик Г.Н. Муравицкая.

2. Эклогитоподобные породы (гранатовые гранулиты) отличаются от эклогитов наличием существенных количеств плагиоклаза и связаны промежуточными меланократовыми разновидностями с эклогитами, что позволяет их считать членами единой с эклогитами серии. В пользу этого свидетельствует и близость состава таких главных породообразующих минералов, как гранат и клинопироксен во всех изученных породах (см. рис. 6, 7).

3. По своим текстурам и структурам эклогиты и массивные эклогитоподобные породы больше всего похожи на продукты кристаллизации магматического расплава; разновидности эклогитоподобных пород с гнейсовидной текстурой произошли за счет расланцевания массивных пород; бластомилонитизация сопровождалась глубинной гранитизацией этих пород.

4. Более низкотемпературные изменения пород доксенолитного этапа происходили в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. С этапом взрывных явлений и собственно "ксенолитной" стадии жизни фрагментов пород эклогитовой серии связаны мелкомасштабные деформации минералов, не сопровождаемые новым минералообразованием, а также появление жилок карбоната. Сюда же относится появление каемок на границе граната ксенолитов и пикрита, по-видимому, связанное с плавлением.

В этом разделе мы предполагаем обсудить следующие вопросы: а) первичная природа ксенолитов, б) их отношение к трубке взрыва, в) условия формирования и преобразования пород.

Вопрос о первичной природе вещества глубинных ксенолитов всегда был сложным, поскольку мы имеем дело с мелкими изолированными фрагментами геологических тел, не встречаемых на дневной поверхности. Поэтому здесь приходится опираться на косвенные признаки, главным образом текстурно-структурные особенности пород. В рассматриваемом случае, как уже указывалось, эти особенности позволяют предполагать, что эклогиты и массивные эклогитоподобные породы являются первично-магматическими образованиями. Судя по тому, что эклогиты и эклогитоподобные породы связаны промежуточными разновидностями, они представляют единую серию пород, т.е. предполагаемый интрузив был дифференцированным, скорее всего расслоенным, на что могут указывать элементы кумулятивных структур. Среди ксенолитов присутствуют две главные первичные ассоциации минералов: $Cpx + Opx + Gr \pm Hbl \pm Bt$ и $Gr + Cpx + Pl$. Возможно, число дифференциатов в предполагаемом интрузиве было больше.

Второй вопрос — об отношении этих фрагментов к трубке взрыва, т.е. являются они родственными включениями — продуктами глубинной кристаллизации той же пикритовой магмы — или же представляют собой более древнее вещество верхней мантии (или нижней коры), через которое проходили пикриты. В данном случае имеются несомненные свидетельства в пользу второго предположения. Находки ксенолитов, где в пределах единого штупфа наблюдается разная степень преобразования пород (см. рис. 2, а) и повсеместно фиксируемое срезание поверхностями контактов ориентированных текстур эклогитоподобных пород, однозначно свидетельствуют о том, что до того, как эти породы были захвачены в виде ксенолитов пикритовым расплавом, они подвергались процессам расщепления и гранитизации. Кроме того, в качестве косвенного доказательства различной природы щелочных пикритов и пород эклогитовой серии можно указать на то, что последние всегда содержат нормативный гиперстен, т.е. не могли произойти из расплава щелочного или субщелочного состава. Из этого же следует, что исходным расплавом для рассмотренной серии скорее всего могли быть расплавы нормальной щелочности типа толеитового пикробазальта или базальта, к которым вещество ксенолитов действительно близко по химическому составу (см. табл. 1).

Судя по экспериментам Д. Грина и А. Рингвуда [3], минеральные ассоциации, подобные наблюдавшимся в ксенолитах, возникают при кристаллизации оливинового толеита при температурах 1300–1400 °С и давлении примерно 17–18 кбар. Гранат в этих экспериментах появляется на средних этапах кристаллизации расплава, а парагенезис $Gr + Cpx + Pl$ — в области субсолидуса (и, очевидно, солидуса).

Теперь рассмотрим результаты минералогической термобарометрии, приведенные в табл. 8. Как видно из таблицы, термодинамические параметры формирования изученных пород, рассчитанные по разным геотермобарометрам, существенно отличаются друг от друга.

Так, величина давления при формировании двупироксеновых эклоги-

Таблица 8

Результаты термобарометрических расчетов для эклогитов и эклогитоподобных пород о-ва Еловый

Порода, номер образца	Сосуществующие минералы	Параметры			Метод
		K_D	P , кбар	T , °C	
Двупироксеновый эклогит, 27-14	<i>Orx-Gr</i>	—	24,0	1000	[17, 22]
	<i>Orx</i>	—	24,0		[12]
	<i>Orx-Crx</i>	—		880	[23]
	<i>Orx-Crx</i>	—		830	[20]
	<i>Orx</i>	—		895	[19]
	<i>Orx-Gr</i>	—	25,0		[18]
	<i>Crx-Gr</i>	0,367	14,0	960	[11, 17]
Каринтиновый эклогит, 52	<i>Crx-Gr</i>	0,318	12,0	920	[11, 17]
	<i>Crx-Gr</i>	0,365	13,0	930	[11, 17]
Эклогитоподобная массивная порода, 27-26	<i>Crx-Gr</i>	0,246	8,0	880	[11, 17]
Эклогитоподобная порода с линейной текстурой, 27-8	<i>Crx-Gr</i>	0,354	14,0	980	[11, 17]
Эклогитоподобная порода с гнейсовидной текстурой, 27-20	<i>Crx-Gr</i>				

тов, рассчитанная по ортопироксен-гранатовому геобарометру Вуда [22] и Перчука [12], составляла 24 кбар, что соответствует температуре 1000 °C, определенной по клинопироксен-гранатовому геотермометру Эллиса и Грина [17]. Близкая оценка давления (25 кбар) была получена по ортопироксеновому барометру Перкинса и др. [18]. Эти оценки давления существенно выше, чем определенные, исходя из модели магматической кристаллизации, хотя надо сказать, что солидусные ассоциации оливинного толеита при таких давлениях в экспериментах Грина и Рингвуда не изучались, так что полной ясности здесь нет. С другой стороны, как следует из экспериментов Т. Грина [4] с составом габбро-анортозита, ассоциация $Gr + Px + Pl$ отмечается для субсолидуса при давлениях до 26 кбар. Нормативный состав эклогитоподобных пород близок по составу габбро-анортозита (см. табл. 1), поэтому в принципе формирование рассмотренной эклогитовой серии могло происходить и в таких условиях.

Несколько более низкими оказываются величины температур, полученные по ортопироксен-клинопироксеновым геотермометрам Вуда-Банно [23], Уэлса [20] и Сачлебена [19], — 830–895 °C.

Резко отличные от рассмотренных выше оценок величины давления при формировании эклогитов получены по геобарометру Перчука [11]: 14 кбар при 960 °C (определено по геотермометру Эллиса и Грина). Характерно, что для каринтиновых эклогитов, которые отличаются от других пород серии наличием первичных водосодержащих силикатов, определены наиболее низкие параметры. Сходные цифры были получены по этому же термобарометру и для эклогитоподобных пород: $P = 13-14$ кбар, $T = 930-980$ °C. Исключение составила только эклогито-

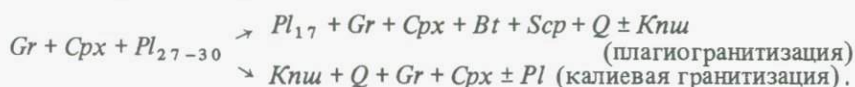
подобная порода с линейной текстурой (обр. 27-8), где было определено $P = 8$ кбар и $T = 880$ °С.

Таким образом, результаты гранат-клинопироксеновой термобарометрии вроде бы подтверждают вывод о том, что формирование всей серии пород происходило в сходных условиях (при $T = 920-960$ °С и $P = 12-14$ кбар), что соответствует литостатическому давлению на глубине 42–50 км. Эти глубины отвечают уровню самых низов коры – верхней части мантии для данного региона.

Преобразование пород, судя по данным для окварцованных эклогитоподобных пород с гнейсовидной текстурой, происходило в тех же условиях или при несколько более низких параметрах, на что указывает пример пород с линейной текстурой. Однако, как известно, подобные текстуры чаще всего возникают в ядрах складок, где давление падает.

Эти параметры существенно ниже, чем должно было бы быть при кристаллизации рассмотренных пород из расплава. Здесь различия в оценках могут быть связаны с тем, что ионно-обменные реакции между гранатом и пироксеном не были заморожены, а продолжались после окончательного затвердевания пород и были окончательно зафиксированы после этапа рассланцевания и гранитизации, вероятно, отражая $P-T$ условия этого процесса.

Если проводимые оценки отвечают действительности, здесь мы сталкиваемся с одним из редких случаев реально наблюдаемого результата глубинного метасоматоза, в процессе которого происходила следующая смена минеральных ассоциаций:



В случае справедливости этих рассуждений, результаты гранат-ортопироксеновой барометрии, по-видимому, свидетельствуют о более раннем – магматическом(?) – этапе формирования пород эклогитовой серии. Таким образом, возможно, что разные геотермобарометры отражают различные этапы доксенолитной истории пород.

Следующий этап вторичной переработки пород эклогитовой серии выразился в сосюритизации плагиоклаза и хлоритизации граната; возможно, с этим же этапом связана жедритизация ортопироксена в каринтиновых эклогитах. Эти парагенезисы вторичных минералов отвечают условиям зеленосланцевой фации, т.е. являются существенно более низкотемпературными. Вторичные изменения этого ряда развиваются линзообразными пятнами и, по-видимому, также вызваны определенными деформационными структурами.

Вероятно, уже с моментом отрыва фрагментов пород движущимся потоком магмы связаны деформации кристаллов, не сопровождаемые вторичным минералообразованием. И наиболее поздними являются карбонатные жилки, пересекающие породы и, очевидно, связанные с щелочными пикритами.

Другой важный аспект петрологии охарактеризованных ксенолитов – находки в них следов плавления – появление каемок в гранате вдоль контакта с вмещающим пикритом. Подобные каемки часто наблюдаются и

вокруг зерен граната во внутренних частях ксенолитов и, возможно, также обусловлены процессами плавления этого минерала. Сходные темные непрозрачные каемки иногда отмечаются вдоль границ зерен плагиоклаза в эклогитоподобных породах.

Литература

1. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
2. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 9–77.
3. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132–227.
4. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 228–255.
5. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. М.: Мир, 1965. 406 с.
6. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
7. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
8. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм (результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). М.: Мир, 1965. 248 с.
9. Курьлева Н.А., Носиков В.В. Вулканические трубки взрыва на Кольском полуострове // Разведка и охрана недр. 1959. № 3. С. 5–8.
10. Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.
11. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 288 с.
12. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и "пироксеновые геотермы" // Докл. АН СССР. Т. 233, № 6. С. 1196–1199.
13. Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 78–117.
14. Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 192 с.
15. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
16. Щуркин К.А., Румянцева Т.А. Эксплозивные брекчии Кандалакшского комплекса щелочных лампрофиров // Петролого-минералогические особенности пород и технических камней. М.: Наука, 1979. С. 131–145.
17. Ellis D.I., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contribs. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 71, N 1. P. 13–22.
18. Perkins D., Holland T.I.B., Newton R.C. The Al_2O_3 contents of enstatite in equilibrium with garnet in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ at 15–40 kbar and 900–1600 °C // Ibid. 1981. Vol. 78, N 1. P. 99–109.
19. Sachtleben Th., Seck H.A. Chemical control of Al – solubility in orthopyroxene and its implications of pyroxene geothermometry // Ibid. N 2. P. 157–165.
20. Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Ibid. 1977. Vol. 62, N 2. P. 129–139.
21. White A.J.R. Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 7/8. P. 883–888.
22. Wood B.I. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet // Contribs Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 46, N 1. P. 1–15.
23. Wood B.I., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Ibid. 1973. Vol. 42, N 2. P. 109–124.

Е.В. Шарков, М. Рукие, А.С. Синдеев,
Б. Хабиб, С. Ханна

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ В БАЗАЛЬТАХ СИРИИ

При совместных советско-сирийских исследованиях в 1983 г. было проведено рекогносцировочное изучение глубинных ксенолитов в базальтах Сирии. В процессе полевых работ с участием С. Ханна, М. Рукие, Б. Хабиб и С. Матни (Управление геологии и минеральных ресурсов Министерства нефти и минеральных ресурсов САР) и Е.В. Шаркова (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР) были собраны образцы ксенолитов из трех местонахождений. Предварительная обработка материалов проводилась в СССР, в ИГЕМ АН СССР и Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте при участии А.С. Синдеева.

Таблица 1
Химический состав ксенолитов из субщелочных базальтов Сирии (в мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	44,43	44,75	46,71	42,54	44,15	44,48	46,00	48,90	49,60	45,06	42,62	42,42	28,70	35,30
TiO ₂	0,33	0,91	0,03	Нет	Сл.	0,03	0,029	0,15	0,06	1,66	1,38	1,44	1,78	0,84
Al ₂ O ₃	10,76	15,83	11,51	1,51	3,37	3,53	3,38	6,75	10,66	6,77	15,29	15,32	7,20	9,61
FeO _{общ}	18,39	11,83	7,64	10,80	12,03	12,60	9,31	10,70	4,68	15,37	11,94	12,73	8,15	9,24
MnO	0,21	0,14	0,16	0,14	0,16	0,16	0,16	0,14	0,16	0,21	0,35	0,40	0,11	0,21
MgO	15,37	12,54	17,10	42,02	36,70	35,92	37,40	24,12	18,06	15,27	9,62	10,78	12,71	17,44
CaO	7,44	10,45	14,77	1,57	2,81	2,45	2,36	7,55	14,79	11,85	9,25	8,36	17,95	9,44
Na ₂ O	1,33	1,67	1,15	0,23	0,34	0,24	0,58	0,97	0,91	1,59	2,70	2,96	0,36	0,70
K ₂ O	0,047	0,42	0,27	0,02	0,04	0,02	0,03	0,33	0,27	0,47	1,39	1,52	0,90	0,97
H ₂ O [±]	0,97	0,86	0,20	0,23	0,13	0,24	0,15	0,12	0,29	0,62	3,80	3,82	9,05	9,11
CO ₂			Не обнаружен									0,007	12,77	6,43
BaO	0,004	0,027	0,0035	0,0049	< 0,001	0,0023	0,0024	0,0045	0,0044	0,057	—	—	—	—
CoO	0,0084	0,0064	0,004	0,01	0,009	0,010	0,0095	0,0047	0,0039	0,0084	0,008	0,007	0,0055	0,006
NiO	0,022	0,034	0,051	0,23	0,18	0,19	0,18	0,089	0,042	0,21	0,022	0,019	0,026	0,021
Cr ₂ O ₃	0,074	0,01	0,20	0,26	0,062	0,28	0,31	0,32	0,20	0,54	0,05	0,054	0,023	0,058
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,08	0,15	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,10	0,87	0,83	0,38	0,50
Сумма	99,46	99,70	99,88	99,98	100,00	100,20	99,94	100,18	99,76	99,81	99,43	99,73	100,34	100,08

Примечание. 1 — обр. 3-8, оливинный вебстерит (минеральный состав в об.%): *OI* — 10, *Orx* — 47, *Cpx* — 42, *Sp* — 1); 2 — обр. 12-1, оливинный габбро-норит (*OI* — 15, *Orx* — 45, *Cpx* — 15, *Sp* — 2, *Pl* — 23); 3 — обр. 12-2, шпинелевый вебстерит (*Orx* — 43, *Cpx* — 53, *Sp* — 4); 4 — обр. 20-5-1, шпинелевый гарцбургит (*OI* — 58, *Orx* — 0, *Cpx* — 6, *Sp* — 2); 5 — обр. 20-5-2, шпинелевый лерцолит (*OI* — 60, *Orx* — 20, *Cpx* — 17, *Sp* — 2-3); 6 — обр. 20-5-4, шпинелевый лерцолит (*OI* — 40, *Orx* — 38, *Cpx* — 20, *Sp* — 2); 7 — обр. 20-5-6, шпинелевый лерцолит (*OI* — 60, *Orx* — 28, *Cpx* —

Общая характеристика кайнозойского базальтового магматизма Сирии приведена в обобщающей работе по геологии этой страны [3]. Нами были исследованы ксенолиты из трех точек: 1) четвертичного вулкана Тель-Данун (горы Джебель-Араб, к востоку от пос. Шахба), 2) ксенолиты в миоценовых субщелочных пикробазальтах на горе Джебель-Альманее, к югу от г. Дамаска, и 3) ксенолиты в нижнемеловой пирокластике, к юго-западу от г. Масиафа (гора Наби-Матта).

Вулкан Тель-Данун представляет собой конус высотой около 150 м, возвышающийся над верхнечетвертичным лавовым плато. Конус образован туфолавами состава субщелочного базальта с большим количеством ксенолитов шпинелевых перидотитов, вебстеритов, клинопироксенитов. Преобладают шпинелевые лерцолиты. Породы обычно покрыты красной окисленной корочкой. Такой же корочкой покрыты некоторые зерна (обычно оливина) в ксенолитах. Цвет ксенолитов темный серо-зеленый до черного с красноватыми окисными пятнами, реже травяно-зеленый. Ксенолиты (нодули), как правило, имеют округлую ("окатанную") форму. Их размеры варьируют от нескольких до десятков сантиметров в диаметре. При этом в нижней части конуса количество ксенолитов и их размеры наибольшие, а в верхней — сокращаются.

18, *Sp* — 2); 8 — обр. 20-5-8, шпинелевый верлит (*OI* — 42, *Cpx* — 57, *Sp* — 1, *Orx* — единич. зерна); 9 — обр. 20-6, шпинелевый вебстерит (*Orx* — 30, *Cpx* — 68, *Sp* — 2); 10 — обр. 20-8-1, оливинный вебстерит (*OI* — 10, *Orx* — 20, *Cpx* — 65, коричневая *Hbl* — 5); 11-14 — субщелочные базальты из бомб в туфах, содержащих мегакристаллы граната, клинопироксена и керсутита. 1 — Джебель-Альманее; 2-12 — вулкан Тель-Данун; 13, 14 — Наби-Матта. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР аналитики Т.П. Смирнова, Т.Н. Дмитриева.

Таблица 2

Состав оливинов из ксенолитов шпинелевых лерцолитов и оливиновых вебстеритов (в мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39,37	37,20	39,40	39,40	39,95	40,85	40,49	40,82
TiO ₂	0,06	0,09	0,08	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	0,22	—	—	—	—	—	—
FeO*	36,59	39,08	15,81	10,68	9,78	8,18	4,51	14,09
MnO	0,24	0,64	0,39	0,18	—	0,09	0,19	0,24
MgO	23,86	22,63	44,21	49,46	49,91	50,75	54,27	45,01
CaO	0,91	0,83	0,05	—	0,12	0,05	0,15	0,13
K ₂ O	—	0,02	0,07	—	0,04	0,06	—	—
Cr ₂ O ₃	0,09	—	—	—	—	—	0,10	—
Сумма	101,16	100,74	100,03	99,74	99,83	99,99	99,83	100,31
% Fa	52,0	55,5	22,5	15,3	13,9	11,6	6,4	20,0

Примечание. 1, 2 — обр. 3-8, оливиновый вебстерит, гора Джебель-Альманее; 3 — обр. 12-5, включение оливина в фенокристалле авгита, вулк. Тель-Данун; 4, 5 — обр. 20-1-4, шпинелевый лерцолит, там же; 6 — обр. 20-5-2, шпинелевый лерцолит, там же; 7 — обр. 20-7, шпинелевый лерцолит, там же; 8 — обр. 20-7-2, шпинелевый лерцолит, там же. Здесь и в табл. 3-6: (—) — не обнаружено.

Судя по отсутствию следов оплавления, округлая форма ксенолитов, по-видимому, связана действительно с их окатыванием в потоке флюидонасыщенного расплава, в процессе его движения из магматического очага в мантии к поверхности Земли. Ввиду того что этот путь составлял не менее 40-50 км, такое предположение весьма вероятно.

Наряду с округлыми, сглаженными поверхностями иногда наблюдаются поверхности, напоминающие сколы пород по плоскости отдельности. Этот факт может указывать на то, что ксенолиты отчленились от уже охлажденного блока горных пород, в которых имели место трещины отдельности. Более того, в некоторых случаях на таких реликтовых плоских поверхностях наблюдаются наросты крупных — 1-2 см — кристаллов керсутита, обычно со свежими сколами по спайности. Причем в одном случае такие наросты наблюдаются на ксенолите с двумя сохранившимися поверхностями, расположенными под прямым углом друг к другу. Очевидно, это свидетельствует о том, что по этим трещинам отдельности циркулировал флюид, из которого происходило выделение керсутита на стенках трещин.

Крупные — длиной до 10 см — кристаллы (мегакристы) аналогичного керсутита повсеместно встречаются среди пирокластик. Обычно это обломки еще более крупных кристаллов, частично окатанные, а частично оплавленные по краям. Иногда наблюдается в пределах одного штупфа переход от крупного кристалла к средне-крупнозернистому агрегату того типа, остатки которого отмечаются на реликтовых поверхностях. Возможно, что образование подобных мегакристов происходило именно в трещинах отдельности мантийного вещества.

Таблица 3

Ортопироксены из ксенолитов шпинелевых лерцолитов, вебстеритов и клинопироксенов (в мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	55,38	54,79	50,28	54,60	54,17	53,82	55,56	54,21	54,15	49,95
TiO ₂	0,06	—	0,05	—	0,10	0,13	0,10	0,16	0,17	0,35
Al ₂ O ₃	1,54	4,84	5,17	4,67	3,10	3,86	2,64	2,40	2,38	8,71
FeO*	13,77	7,25	7,59	6,97	6,94	7,03	5,77	1,86	9,15	11,28
MnO	0,10	0,07	0,35	—	0,19	0,15	0,23	0,16	0,27	0,33
MgO	28,97	32,34	34,36	32,81	33,80	33,02	34,52	39,14	32,07	27,01
CaO	0,28	0,65	0,81	0,75	1,01	1,02	0,62	0,87	1,04	1,98
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,02	0,06	0,05	—	0,03
Cr ₂ O ₃	—	0,04	0,28	0,10	0,28	0,61	0,22	0,26	0,46	0,08
Сумма	100,12	100,01	98,92	99,92	99,63	99,72	99,84	99,15	99,72	99,76
<i>Формульные единицы</i>										
Si	1,972	1,896	1,743	1,887	1,875	1,867	1,915	1,831	1,896	1,772
Ti	0,001	—	0,001	—	0,002	0,003	0,002	0,004	0,004	0,009
Al	0,065	0,198	0,212	0,191	0,127	0,158	0,107	0,096	0,098	0,366
Fe	0,409	0,209	0,219	0,201	0,200	0,203	0,165	0,052	0,267	0,334
Mn	0,003	0,002	0,010	—	0,005	0,005	0,006	0,004	0,008	0,010
Mg	1,537	1,667	1,774	1,689	1,742	1,705	1,769	1,969	1,672	1,427
Ca	0,010	0,024	0,030	0,027	0,037	0,038	0,022	0,031	0,039	0,075
Cr	—	0,001	0,007	0,002	0,007	0,016	0,006	0,007	0,012	0,002

Примечание. 1 — обр. 3-8, оливковый вебстерит; 2, 3 — обр. 12-2, шпинелевый вебстерит; 4 — обр. 12-4, оливковый клинопироксенит; 5, 6 — обр. 20-1-4, шпинелевый лерцолит; 7 — обр. 20-5-2, оливковый вебстерит; 8 — обр. 20-7, шпинелевый лерцолит (гарцбургит); 9 — обр. 20-7-2, шпинелевый лерцолит; 10 — обр. 75-6, из жилки в ксенокристалле граната, состоящей из ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза. 1 — гора Джебель-Альманеэ, 2-9 — вулкан Тель-Данун; 10 — гора Наби-Матта.

Помимо глубинных ксенолитов и ксенокристаллов, встречались ксенолиты среднезернистых роговообманковых габброноритов и габбро, очевидно, представляющих собой малоглубинные кумуляты. Аналогичные включения разной глубинности отмечались в анкарамитах на горе Джебель-Альманеэ. Однако здесь их размеры существенно меньше и обычно не превышают первых сантиметров (зеленые шпинелевые лерцолиты и вебстериты, керсутитовые габбро и горнблендиты, небольшие ксенокристаллы керсутита, ильменита и санидина).

И наконец, третья точка, где наблюдались глубинные ксенолиты, — толща меловой пирокластики района к западу от г. Масиафа (гора Наби-Матта). Здесь в толще измененных туфов пикритового кимберлитоподобного состава наблюдаются ксенолиты эклогитов, эклогитоподобных пород (гранатовых гранулитов), пегматоидных керсутитовых клинопироксенитов с гранатом, а также мегакристаллы пиропового граната, авгита, керсутита и гранат-клинопироксеновые сростки.

Таблица 4

Состав клинопироксенов из ксенолитов (в мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,90	52,45	52,13	52,10	51,36
TiO ₂	0,98	0,30	0,17	0,15	0,57
Al ₂ O ₃	7,35	6,73	6,70	5,92	6,67
FeO*	5,33	3,09	3,02	3,26	3,56
MnO	0,21	—	0,12	—	0,27
MgO	12,23	15,43	15,72	15,90	16,29
CaO	21,08	21,55	21,66	22,46	19,62
Na ₂ O	0,93	0,45	0,47	—	0,55
K ₂ O	0,08	—	0,06	0,12	0,08
Cr ₂ O ₃	0,33	0,29	0,51	0,26	1,11
Сумма	100,46	100,31	100,20	100,20	100,13
<i>Формульные единицы</i>					
Si	1,905	1,900	1,888	1,893	1,863
Ti	0,027	0,008	0,004	0,004	0,015
Al	0,319	0,288	0,287	0,255	0,286
Fe	0,163	0,093	0,091	0,098	0,107
Mn	0,006	0,003	—	—	0,008
Mg	0,668	0,832	0,848	0,860	0,880
Ca	0,829	0,836	0,824	0,874	0,762
Na	0,066	0,031	0,033	—	0,039
Cr	0,009	0,008	0,014	0,007	0,031

Примечание. 1 — обр. 3-8; 2, 3 — 12-2; 4 — 12-4; 5, 6 — 20-1-4; 7 — 20-5-2; 8 — 20-7-2; 9 — 73-3, ксенокристалл клинопироксена; 10, 11 — обр. 75-6-2, сросток граната и клинопироксена.

Петрографическое изучение шпинелевых лерцолитов и вебстеритов показало, что их структуры формально могут быть описаны как аллотриоморфно-зернистые, реже гипидиоморфно-зернистые при массивной текстуре. Химический и минеральный составы некоторых из этих включений приведены в табл. 1, а состав минеральных фаз — в табл. 2—6.

Количество оливина в породах варьирует от 15 до 60%, в среднем составляя 40—45%. В зависимости от его содержания выделяются лерцолиты > 30% Ol и оливиновые вебстериты < 30% Ol. Кроме того, присутствуют вебстериты, не содержащие оливина. Оливин в шлифе темный, порой черный из-за мелких пылевидных выделений рудного минерала, настолько тонких, что их не фиксирует микронзонд. Сквозь "точечную" черноту проглядываются высокие тона интерференции, характерные для оливина. Составы оливинов, определенные с помощью микроанализатора, приведены в табл. 2.

Как видно из табл. 2, оливин в вебстеритах горы Джебель-Альманеэ характеризуется наибольшей железистостью и относится к гиалосидериту, что совершенно необычно для шпинелевых лерцолитов. В нодулах вулкана Тель-Данун преобладают высокомагнезиальные оливины — форсте-

	6	7	8	9	10	11
	51,74	52,90	53,41	50,93	51,96	52,09
	0,54	0,27	0,48	0,99	0,74	0,75
	6,62	4,52	3,77	6,90	7,53	7,77
	3,56	2,51	5,04	7,31	6,58	6,44
	0,32	0,12	0,21	0,11	0,05	0,07
	15,86	16,38	16,12	15,81	16,46	16,45
	19,99	22,38	20,65	17,98	16,84	16,81
	0,45	0,43	—	—	—	—
	0,15	0,03	0,05	0,12	0,10	0,10
	0,95	0,54	0,68	0,15	0,27	0,07
	100,24	100,12	100,44	100,33	100,56	100,60
<i>Формульные единицы</i>						
	1,879	1,917	1,953	1,866	1,891	1,893
	0,014	0,007	0,013	0,027	0,020	0,020
	0,285	0,194	0,163	0,299	0,324	0,335
	0,107	0,086	0,153	0,223	0,200	0,195
	0,010	0,003	0,006	0,003	0,001	0,002
	0,858	0,884	0,878	0,863	0,892	0,890
	0,777	0,868	0,808	0,705	0,656	0,654
	0,032	0,030	—	—	—	—
	0,027	0,015	0,019	0,004	0,007	0,002

риты и хризолиты. Наиболее магнезиальный оливин встречен в близком к гарцбургиту лерцолите (обр. 20-7), где содержание оливина около 60%, а ортопироксена — 30%.

Ортопироксен является одной из главных составляющих глубинных ксенолитов. Обычно он наблюдается примерно в равных количествах с клинопироксеном, хотя в некоторых случаях (например, обр. 20-7) преобладает ортопироксен, а в других — клинопироксените обр. 12-4, он составляет только 5—8% против 70—75% клинопироксена. Составы типичных ортопироксенов приведены в табл. 3.

Как в случае оливинов, наиболее магнезиальные разновидности ортопироксенов характерны для шпинелевых лерцолитов с повышенными концентрациями ортопироксена. Наиболее железистые — для нодул оливиновых вебстеритов в миоценовых лавах.

Клинопироксены, как уже указывалось, присутствуют примерно в равных отношениях с ортопироксенами и только в одном из изученных случаев являются преобладающим минералом. По составу (см. табл. 4) они относятся к диопсид-авгиту и авгиту, а часть клинопироксенов (обр. 20-1-4) — к хромдиопсиду. Для клинопироксенов характерна высокая глиноземистость.

Таблица 5

Состав шпинелей из ксенолитов (в мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	—	0,21	0,24	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,13	—	—	—	—	0,28	0,05	0,04	1,00	0,24
Al ₂ O ₃	64,73	65,01	64,32	70,52	54,95	55,11	59,48	61,00	46,58	64,95
FeO*	20,50	6,92	7,36	7,00	11,67	12,39	8,95	7,33	18,68	16,02
MnO	0,30	0,26	—	0,19	0,51	0,44	0,55	0,32	0,86	0,21
MgO	12,87	24,70	25,13	20,20	20,53	19,60	20,98	22,88	18,12	18,02
CaO	—	—	0,10	0,02	0,14	0,04	—	0,05	0,04	—
K ₂ O	0,09	0,02	—	—	0,05	0,03	0,06	—	—	—
Cr ₂ O ₃	1,28	2,30	2,17	2,21	11,53	11,61	9,61	7,97	13,72	0,13
Сумма	99,93	99,44	99,34	100,27	99,40	99,54	99,71	99,62	99,03	99,60
<i>Формульные единицы</i>										
Si	—	0,005	0,006	—	—	—	—	—	—	—
Ti	0,002	—	—	—	—	0,005	—	—	0,020	0,004
Al	2,009	1,895	1,876	2,062	1,695	1,707	1,801	1,819	1,502	1,962
Fe	0,448	0,142	0,151	0,144	0,253	0,270	0,190	0,154	0,424	0,340
Mn	0,006	0,005	—	0,004	0,011	0,009	0,011	0,006	0,019	0,004
Mg	0,502	0,905	0,921	0,742	0,796	0,763	0,798	0,858	0,734	0,684
Ca	—	—	0,002	—	0,003	0,001	—	0,001	0,001	—
Cr	0,026	0,044	0,042	0,043	0,237	0,240	0,194	0,158	0,295	0,002

Примечание. 1 — обр. 3-8; 2, 3 — 12-2; 4 — 12-4; 5, 6 — 20-1-4; 7 — 20-5-2; 8 — 20-7; 9 — 20-7-2; 10 — обр. 75-6.

Шпинели во всех исследованных нодулях встречаются в количествах, не превышающих 2–3%, обычно 1–2%. Их составы приведены в табл. 5. Как видно из таблицы, здесь преобладают алюмошпинели типа плеонаста и цейлонита и только в образцах серии 20 — хромовые шпинели.

Гранаты отмечались только в районе развития пирокластики кимберлитоподобных пород с глубинными включениями в районе горы Наби-Матта. Были проанализированы два мегакристалла граната, их центральные и периферические зоны (см. табл. 6). Как видно из таблицы, гранаты являются существенно пироповыми, хотя и несколько отличаются друг от друга. Для обоих мегакристаллов характерны общие тенденции в изменении состава от центра к периферии: увеличение содержания MnO, Cr₂O₃ и уменьшение — MgO и CaO. Остальные компоненты варьируют закономерно. С другой стороны, поскольку мегакристаллы представляют собой окатанные оплавленные обломки более крупных кристаллов, судить о первоначальной их форме не представляется возможным и приведенные данные следует рассматривать в качестве характеристики внутренней неоднородности исследованных образцов гранатов.

В целом, подводя итог характеристике состава мантийных ксенолитов, следует подчеркнуть, что все три проявления характеризуются своими

Таблица 6

Состав ксенокристаллов граната из района горы Наби-Матта

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	41,44	41,50	42,61	42,73
TiO ₂	0,45	0,68	0,32	0,33
Al ₂ O ₃	22,52	22,27	22,98	23,21
FeO*	11,44	1,63	9,67	9,41
MnO	0,33	0,45	0,23	0,36
MgO	17,90	17,70	18,96	18,68
CaO	5,62	5,44	5,08	5,07
K ₂ O	0,08	0,02	0,05	0,11
Cr ₂ O ₃	—	0,17	0,09	0,18
Сумма	99,82	99,90	100,04	100,10
Si	2,984	2,994	3,038	3,047
Ti	0,024	0,037	0,017	0,017
Al	1,921	1,904	1,941	1,960
Fe	0,687	0,700	0,575	0,560
Mn	0,020	0,027	0,014	0,021
Mg	1,919	1,902	2,013	1,983
Ca	0,433	0,421	0,388	0,387
Cr	—	0,010	0,005	0,010

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — обр. 75-6 (1 — центр, 2 — периферия); 3, 4 — 75-6-2 (3 — центр, 4 — периферия).

индивидуальными особенностями. Наиболее глубокие ксенолиты встречаются в районе горы Наби-Матта, где наблюдаются пироповые гранаты и глиноземистые пироксены. Наиболее железистые минералы отмечались в ксенолитах Джебель-Альманее. Промежуточные по свойствам ксенолиты характерны для Тель-Дануна.

Изученные ксенолиты мантийных пород в отличие от большинства месторождений ксенолитов в субщелочных базальтах, например Байкало-Монгольской рифтовой области [2], характеризуются преобладанием пироксенитов (вебстеритов) над лерцолитами и гарцбургитами. Минералам этих ксенолитов свойственна повышенная, а иногда и аномально высокая железистость минералов, особенно оливина. По-видимому, эти особенности ксенолитов указывают на их сравнительно малоглубинную природу.

Как известно, с эруптивными центрами, где встречаются ксенолиты мантийных пород с пироповым гранатом, нередко связаны месторождения алмазов [1, 4]. Кроме того, мегакристаллы гранатов в случае обнаружения их крупных скоплений могут быть использованы в качестве ювелирного сырья, наподобие пироповых гранатов из месторождения Чехословакии.

Литература

1. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир., 1983. 300 с.
2. Кебезинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
3. Сирия /Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов Е.В. и др. М.: Недра, 1969. 216 с.
4. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.

УДК 552.21

И.П. Новицкий, В.Н. Шилов

ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ КАНАРСКИХ ОСТРОВОВ

Канарские острова занимают уникальную геодинамическую позицию: сформированные на океанической коре по периферии зоны растяжения Атлантики они одновременно расположены в непосредственной близости от Африканского континента, что и определяет специфический характер их вулканизма. По разнообразию химизма, минералогии, равно как и по общему объему силикатных разновидностей относительно мафических, магматические породы архипелага не имеют себе равных среди изученных на сегодняшний день вулканических ассоциаций внутриплитных океанических поднятий.

Традиционно острова архипелага подразделяются на три относительно обособленные группы: Восточную, Центральную и Западную — с возрастом древнейшего вулканизма соответственно 19,0; 12,0–16,0; 0,75–1,6 млн. лет.

Происхождение архипелага в значительной степени дискуссионно и связывается с одним из трех в той или иной мере гипотетических факторов: а) заложением (порядка 35 млн. лет назад) рифтовой зоны, имеющей продолжение на Африканском континенте; б) существованием в районе "горячей точки"; в) блоковыми поднятиями океанического ложа в зоне перехода океан—континент.

В основании островов выделяется проблематичный комплекс фундамента, объединяющий магматические породы различного характера и формационной принадлежности: ультрамафиты дунит-гарцбургитовых и полосчатых комплексов, габброиды; системы параллельных даек различного состава, подушечные толеитовые лавы и осадочные образования. Породы фундамента перекрыты неоген-четвертичным чехлом вулканогенных и в меньшей степени вулканогенно-осадочных образований, соответствующих нескольким циклам вулканической активности (до четырех на о-ве Гран-Канария).

Миоценовому вулканизму Центрального и Восточного секторов соответствуют два вариационных тренда, отвечающих типу единой щелочной магмы: оливиновые базальты—анкарармитовые базальты и трахибазальты гавайского типа — кислые породы и оливиновые базальты—анкарармиты—базаниты.

Первые признаки дивергенции вулканизма проявляются не ранее плиоцена, когда вулканическая активность Центрального сектора, начавшаяся излияниями типично щелочно-базальтовых серий, постепенно приобрела более сложный характер, при котором базальтоиды чередовались с породами трахитового и фонолитового составов.

Двум циклам вулканической активности, разделенным во времени и пространстве, соответствуют вариационные тренды пикритовых базальтов—оливиновых базальтов—базальтов—трахибазальтов—фонолитов—натриевых трахитов, возникавших при относительно высоком значении парциального давления кислорода, и базальтов—трахибазальтов—фонолитов, формировавшихся при более умеренном давлении кислорода и характеризующихся, как следствие, общей недосыщенностью кремнеземом.

На востоке архипелага вулканическая деятельность, возобновившаяся в четвертичное время, характеризовалась возникновением ассоциаций оливиновых базальтов с толеитами, а иногда и более основными и щелочными типами пород — анкарамитами, базанитами, что, по-видимому, подразумевает существование нескольких изолированных магматических камер. При переходе к современным (до историческим и историческим) излияниям направление эволюции изменяется на обратное: в сторону менее щелочных типов с толеитовыми характеристиками.

В Западном секторе, где отсутствуют вулканы с возрастом древнее 1,6 млн. лет, выделяется от 2 до 3 циклов вулканической активности, представленных преимущественно пироксен-оливиновыми базальтами и в меньшей мере трахибазальтами и трахитами. Тем не менее тенденция возрастания щелочности пород к верхам разреза прослеживается и в этом случае достаточно отчетливо.

Ультрасосновные включения встречаются в базальтах четвертичного возраста (в составе серий 2—4 на о-ве Лансароте и 3, 4 на о-вах Фуэртевентура и о-ве Гран-Канариа). Эти серии носят преимущественно эффузивный характер с заметным преобладанием излившихся образований над пирокластическими разновидностями.

На рис. 1 и 2 соответственно представлено положение упомянутых серий для о-вов Лансароте и Фуэртевентура. На о-ве Лансароте ультрасосновные включения установлены в двух пунктах распространения базальтовой серии 2, 31-м пункте серии 3 и 15 пунктах — серии 4. На о-ве Фуэртевентура, где базальтовая серия 2 имеет, по-видимому, более древний возраст относительно своих аналогов на о-ве Лансароте, ультрасосновные ксенолиты известны лишь на участках распространения серий 3 и 4, причем исключительно в северной части острова.

Имеющиеся в настоящее время материалы не позволяют установить четкую зависимость между характером распределения и составом ультрасосновных включений и петрохимическими особенностями вмещающих базальтоидов, равно как и положением отдельных лавовых потоков, несущих ксенолиты, внутри вулканических серий, хотя и не исключают возможности установления такой закономерности в будущем.

Вмещающие породы представлены анкарамитовыми оливиновыми, оливин-авгитовыми, оливин-плагиоклазовыми, пироксен-оливиновыми базальтами. Различаются базальты, содержащие фенокристаллы оливина и пироксена среди микролитовой массы авгита, магнетита, плагиоклаза

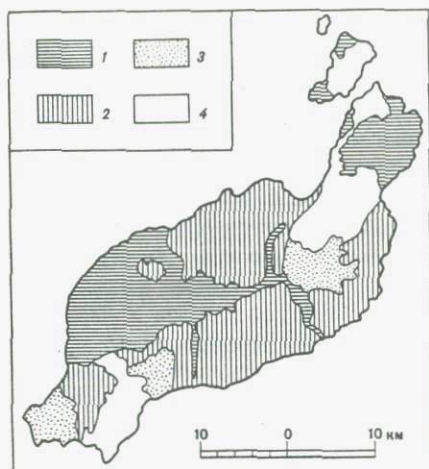


Рис. 1

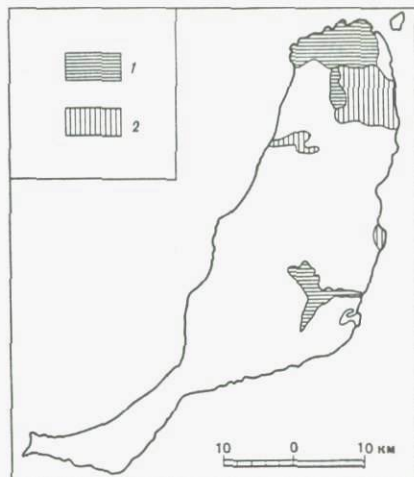


Рис. 2

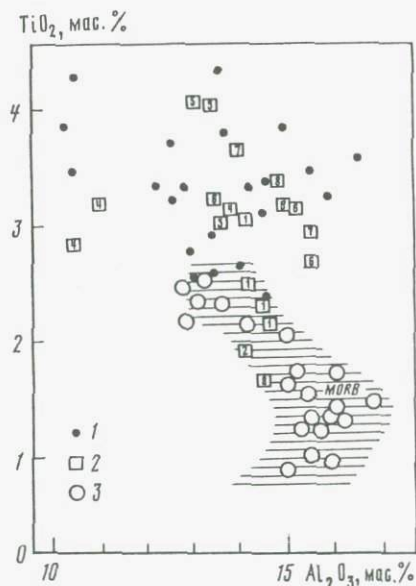


Рис. 3

Рис. 1. Схематическая геологическая карта о-ва Лансароте

1-4 - базальты серий 4, 3, 2, 1 соответственно

Рис. 2. Схематическая геологическая карта о-ва Фуэртевентура

1, 2 - базальты серий 4 и 3 соответственно

Рис. 3. Диаграмма $TiO_2 - Al_2O_3$. Петрохимические группы базальтов Канарских островов (1) и некоторых других океанических островов (2) и дна океана (3)

Цифры в квадратах: 1 - Гавайские острова; 2 - Фарерские острова; 3 - Острова Зеленого мыса; 4 - о-ва Гвинейского залива; 5 - о-ва Тристан-да-Кунья; 6 - о-в Гоф; 7 - о-в Буве; 8 - о-в Исландия

офировой, порфировой или тонкозернистой структуры; базальты трахитоидного типа и хорошо раскристаллизованные разновидности.

Базальты серии 2 на о-ве Лансароте представлены разновидностями порфировой структуры с идиоморфными фенокристаллами оливина и значительно реже авгита. Состав оливина соответствует форстериту ($Fe_{0.9}$), представленному в большинстве случаев неизменными или слабо измененными разновидностями. В последнем случае по границам зерен наблюдаются узкие оторочки илдингсита или реже серпентина, магнетита. Основная масса породы представлена микровыделениями плагиоклаза, оливина,

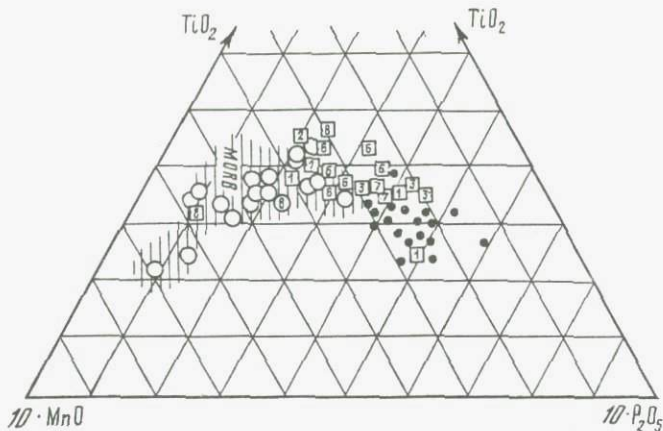


Рис. 4. Диаграмма $TiO_2-10 \cdot MnO-10 \cdot P_2O_5$. Петрохимические группы базальтов Канарских островов, некоторых других океанических островов и дна океана
Условные обозначения те же, что на рис. 3

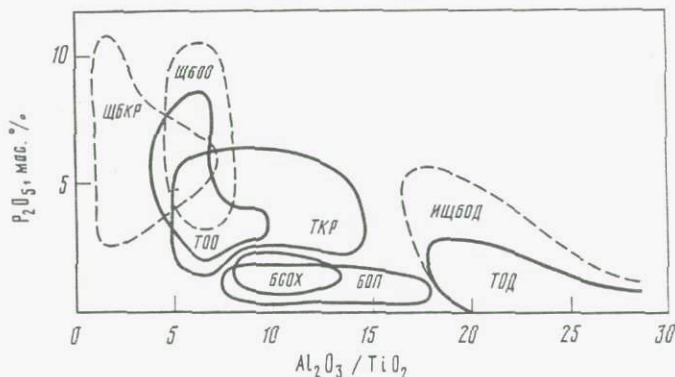


Рис. 5. Диаграмма $P_2O_5-Al_2O_3/TiO_2$. Петрохимические группы базальтов различных геодинамических обстановок мирового океана

Толентовые базальты: БСОХ — срединно-океанических хребтов; БОП — океанических плато; ТОО — океанических островов; ТКР — континентальных рифтов; ТОД — островных дуг; ИЩБОО — известково-щелочные базальты островных дуг; ЩБОО — щелочные базальты океанических островов; ЩБКР — континентальных рифтов

пироксена и вулканического стекла, встречаются вариолы, сложенные цеолитовым и карбонатным материалом. Изредка в составе серии встречаются базальты долеритовой структуры, не содержащие ультраосновных включений.

Базальты серии 3 содержат наибольшее число ультраосновных включений, наблюдающихся в форме как собственно ксенолитов, так и вулканических бомб иногда весьма внушительно размера (до 20 см в диаметре). По всем основным характеристикам эти базальты близки своим аналогам серии 2. Преобладают оливиновые и оливин-авгитовые разновидности.

Таблица 1

Средние химические составы базальтов Канарских островов (в мас.%). По данным автора и [2-5, 7, 9, 11]

Оксиды	Иерро			Ла Пальма	Гомера	Тенерифе	
	1*	2	3			1	2
SiO ₂	45,23	44,26	42,45	41,50	44,19	44,60	47,60
Al ₂ O ₃	14,33	14,52	12,16	13,81	13,54	14,27	17,81
TiO ₂	3,35	3,10	3,72	4,43	3,83	2,35	2,71
Fe ₂ O ₃	4,52	5,37	4,28	4,84	4,42	4,77	4,61
FeO	8,01	7,45	9,56	8,20	7,15	7,86	5,21
MnO	0,22	0,21	0,19	0,14	0,20	0,17	0,17
MgO	13,73	7,77	11,25	6,52	7,03	8,07	3,71
CaO	9,63	9,72	10,91	13,16	10,90	10,65	7,64
Na ₂ O	3,52	4,08	3,08	3,52	3,51	3,13	4,82
K ₂ O	1,38	1,69	1,18	1,82	1,43	1,29	2,84
P ₂ O ₅	0,93	1,02	0,74	0,50	0,90	0,68	0,98

* Номер серии.

Тенерифе		Гран-Канария				Фуэртевентура	
3	4	1	2	3	4	1	2
44,86	44,89	46,12	40,32	41,40	43,90	44,22	42,07
15,65	15,26	11,94	11,23	11,80	15,62	13,37	12,36
3,32	2,94	3,38	4,28	1,01	3,46	2,74	3,29
4,01	4,15	4,46	5,03	4,00	5,14	4,68	6,09
7,68	7,82	7,36	7,09	8,15	5,28	7,66	7,04
0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,20	0,16	0,16
6,73	7,52	9,38	19,73	11,20	4,37	10,39	10,64
9,96	9,82	10,49	12,43	3,46	11,16	9,72	11,45
3,84	3,87	2,78	3,08	1,60	4,94	2,82	3,00
1,80	1,80	1,12	1,09	3,84	3,26	1,22	1,07
0,88	0,76	0,63	1,26	—	1,00	0,53	0,81

Таблица 1 (окончание)

Оксиды	Фуэртевентура		Лансароте				Средние значения по архипелагу
	3	4	1	2	3	4	
SiO ₂	44,23	43,89	43,27	45,83	45,20	43,79	43,49
Al ₂ O ₃	12,79	13,32	13,85	12,70	13,22	12,67	13,29
TiO ₂	2,53	2,61	2,64	2,21	2,46	2,44	3,19
Fe ₂ O ₃	4,24	3,51	6,17	2,71	3,45	3,66	4,55
FeO	7,82	8,39	5,88	8,24	8,19	7,70	7,66
MnO	0,15	0,16	0,17	0,16	0,16	0,14	0,17
MgO	11,15	11,64	10,26	12,16	11,28	11,44	10,00
CaO	19,75	19,74	11,22	10,57	10,71	10,73	10,90
Na ₂ O	2,88	3,12	3,01	2,76	3,07	3,14	3,24
K ₂ O	1,19	1,28	1,00	1,06	1,09	1,14	1,40
P ₂ O ₅	0,65	0,70	0,74	0,68	0,62	0,36	0,82

В последнем случае фенокристаллы авгита (эгирип-авгита) имеют менее совершенные формы по сравнению с оливином и характеризуются более значительной степенью вторичных изменений.

Базальты серии 4 по своим основным петрографическим характеристикам практически не отличаются от своих аналогов серий 2 и 3.

Как видно из приведенного весьма сжатого петрографического очерка основные характеристики базальтов всех серий, содержащих ультраосновные включения, достаточно постоянны. Это типично щелочные оливиновые базальтоиды порфириной структуры, от обогащенных темноцветными минералами и бедных плагиоклазом (анкарамитов) до существенно пла-

гиоклазовых разновидностей, содержащих однако то или иное количество оливина. Их петрологические особенности полностью соответствуют хорошо известным типам вулканических пород, содержащих мантийные включения. Значение этого общего положения не снижается в зависимости от уже упоминавшегося факта наличия внутри серии 4 на о-ве Лансароте пород, имеющих существенно толеитовые характеристики, или существования отдельных потоков щелочных оливиновых базальтов порфириной структуры, не содержащих мантийных включений.

Базальты архипелага заметно обогащены титаном, железом, фосфором, цирконием и соответственно обеднены калием и рубидием. Содержание алюминия ниже, нежели у более или менее близких к ним серий Азорских островов и о-ва Мадейра. Содержания ванадия, хрома, кобальта, никеля характерно высокие. По мере перехода от толеитов к более щелочным разновидностям количество хрома уменьшается, а ванадия увеличивается, что в общем достаточно характерно для типичных щелочных серий.

За исключением исторических базальтов и имеющих локальное распространение миоценовых толеитов, основные вулканы островов имеют отчетливый щелочной характер и соответствующие геохимические характеристики базальтов внутриплитных океанических поднятий (табл. 1, 2; рис. 3-5).

Концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) сравнительно невысоки и близки их значения для базальтоидов Гавайских Ксенолиты пироксенового типа характеризуются резким преобладанием моноклинового пироксена — диопсида (до 90%) над оливином с хромшпинелидами и плагиоклазом в качестве аксессуарных минералов. К этой группе при- мыкают и породы промежуточного состава между пироксенитом и верли-

Таблица 2

Средние содержания малых элементов в базальтах Канарских островов (в г/т).
По данным автора и [2-5, 7, 9, 11]

Местонахождение	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
Тенерифе								
базальты древних серий	29	304	275	47	167	57	83	15
базальты промежуточных серий	21	287	355	57	211	47	111	15
Лансароте								
базальты 1	25	297	360	47	193	61	79	17
Иерро								
анкарамит	-	-	623	88	338	68	120	-
Гран-Канариа								
пикрит	-	-	1217	118	809	76	86	-
толеит	-	-	363	71	281	94	113	-

том. Структуры всех типов ксенолитов мозаичные, паналлотриаморфно-зернистые. Слагающие их минералы практически не несут следов вторичных изменений.

В табл. 3 приводятся средние составы этих пород сравнительно со средними данными для нодулей щелочных базальтов, опубликованных Грином [6]. Обращает на себя внимание, что для всех типов ксенолитов, за исключением включений верлитового состава, характерны очень низкие содержания Al_2O_3 и, напротив, весьма высокие Cr_2O_3 (особенно для собственно дунитов). Сравнение с имеющимися в литературе данными по составу ксенолитов других регионов убеждает в относительном постоянстве их состава, за исключением содержаний Cr_2O_3 , в отношении которого ксенолиты Канарских островов не имеют себе подобных.

Пироксениты, промежуточные типы пород, а также породы с плагиоклазом отличаются значительно более высокими содержаниями Al_2O_3 , CaO и TiO_2 (в меньшей мере) и заметно более низкими — MgO, Fe* и Cr_2O_3 .

В табл. 4 приводятся средние составы основных породообразующих минералов Канарских островов. Заслуживает внимания сравнение этих минералов с их аналогами во вмещающих базальтах. Оливин ксенолитов представлен Fo_{85-100} , в то время как во вмещающих базальтах содержание формерита в оливине, никогда не подымается выше 90. Оливин базальтов очень часто почти полностью превращен в идингсит, тогда как его разновидности в ксенолитах практически никогда не затронуты процессами вторичного изменения. Различия, вероятно, связаны с разным происхождением островов. При переходе от анкарамитовых базальтов через орданшиты и трахибазальты к фонолитам суммарные содержания РЗЭ заметно увеличиваются, что подтверждает существующие взгляды о формировании подобных серий за счет фракционной кристаллизационной дифференциации на сравнительно небольших глубинах.

В щелочных сериях о-вов Гран-Канариа и Тенерифе фракционирование происходило в основном за счет выделения клинопироксена и керсутита;

162

Li	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	U	Th
-	17	611	21	171	26	1,1	417	-	0,4	0,7	0,2	1,7
13	19	620	26	151	39	1,7	665	3,4	1,8	4,7	1,0	4,0
12	18	619	24	161	34	1,4	519	2,9	0,7	0,9	0,7	1,4
-	18	594	26	257	46	-	331	-	-	-	-	-
-	17	281	22	178	29	-	108	-	-	-	-	-
-	8	536	322	174	32	-	208	-	-	-	-	-

менее щелочная тенденция дифференциации осуществлялась при выпадении плагиоклаза, титаномагнетита и клинопироксена.

Собственно ультраосновные ксенолиты архипелага в зависимости от минералогического состава подразделяются на несколько типов, отличающихся друг от друга главным образом содержанием породообразующих минералов. Ксенолиты перидотитового типа (рис. 6) представлены: дунитами, состоящими из оливина и минералов акцессориев (хромшпинелиды, редко плагиоклаз); дунитами-гарцбургитами (или гарцбургитами), содержащими, кроме оливина, ортопироксен — энстатит, бронзит (7-12%), хромшпинелиды, а в отдельных разновидностях и флогопит (до 9%); дунитами-лерцолитами (или лерцолитами), состоящими из оливина (80-88%), ортопироксена (8-14%), клинопироксена (около 2,5%), хромшпинелидов; дунит-верлитами (или верлитами), содержащими клинопироксен (более 60%), оливин (до 25%), хромшпинелиды (до 15%), изредка плагиоклаз. Этот тип встречается реже сравнительно с тремя первыми группами.

Имеются свидетельства о присутствии в составе ксенолитов перидотитового типа и высокохромистого граната, оливина, хотя не исключено, что они являются и следствием фракционной кристаллизации одного типа магмы, в процессе которой оливин ксенолитов кристаллизовался первым. С другой стороны, отсутствие реакционных кайм вокруг кристаллов оливина ксенолитов может указывать на то, что этот минерал оставался в равновесии с расплавом вмещающей базальтовой магмы.

Схожие замечания могут быть сделаны и относительно состава пироксенов. Во вмещающих базальтах отсутствует ромбический пироксен, тогда как, напротив, в ксенолитах ультраосновного состава он наблюдается наиболее часто. Моноклинный пироксен включений представлен диопсидом, тогда как во вмещающих породах встречаются титаноавгит и автэгирин.

Отмеченные различия указывают, что эти минералы формировались в принципиально различных условиях. Никогда не наблюдаются в соста-

Таблица 3

Средние составы ультраосновных включений Канарских островов (в мас.%)

Оксиды	Дунит	Дунит- гарц-бургит	Дунит- лерцолит	Дунит- верлит	Средние для 4 ти- пов	Средний сос- тав нодулей в базальтах по Грину [6]	Пироксе- нит с пла- гиоклазом
SiO ₂	40,22	42,89	43,25	40,60	41,74	44,22	49,40
Al ₂ O ₃	1,36	1,71	1,68	3,34	2,02	2,55	15,35
Fe ₂ O ₃	1,06	0,88	0,80	1,10	0,96	0,81	1,65
FeO	8,70	7,17	7,03	10,16	8,26	7,41	4,86
MnO	0,13	0,11	0,12	0,15	0,13	0,14	0,13
MgO	45,08	44,96	44,75	39,23	43,51	41,69	16,86
CaO	0,53	0,69	1,08	3,45	1,44	2,18	8,41
Na ₂ O	0,30	0,28	0,12	0,29	0,25	0,24	1,50
K ₂ O	0,80	0,12	0,05	0,06	0,08	0,05	0,10
TiO ₂	0,07	0,07	0,04	0,08	0,06	0,11	0,29
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	—
Cr ₂ O ₃	2,01	0,33	0,47	0,90	0,93	0,29	0,06
NiO	0,34	0,34	0,29	0,29	0,32	0,28	—
H ₂ O	0,29	0,34	0,17	0,35	0,29	—	0,37

Таблица 4

Средние составы породообразующих минералов ультраосновных ксенолитов Канарских островов (в мас.%) [8, 10]

Оксиды	Оливин (3)	Ортопироксен (5)	Клинопироксен (3)
SiO ₂	40,27	55,23	52,15
Al ₂ O ₃	0,98	3,25	3,96
Fe ₂ O ₃	0,84	2,04	0,98
FeO	7,53	3,67	1,94
MnO	0,05	0,12	0,08
MgO	49,48	33,01	17,22
CaO	0,51	1,63	21,27
Na ₂ O	0,06	0,24	0,74
K ₂ O	0,00	0,03	0,03
TiO ₂	0,02	0,09	0,15
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,03
NiO	0,39	0,11	0,07
Cr ₂ O ₃	0,01	0,52	1,05

Примечание. В скобках — число анализов.

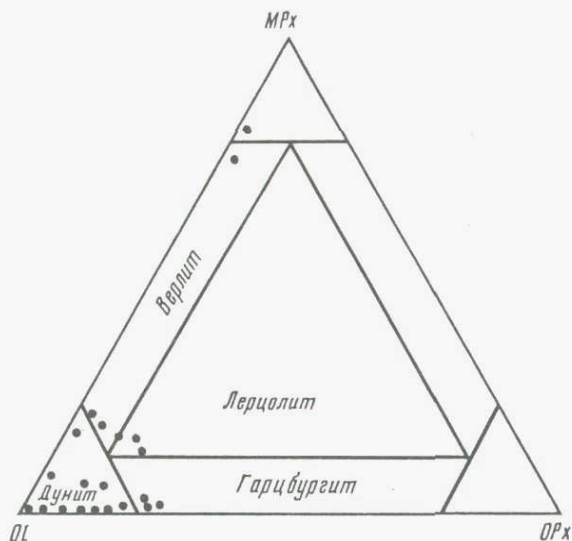


Рис. 6. Диаграмма оливин-клинопироксен-ортопироксен
Точки – положение мантийных ксенолитов Канарских островов

ве вмещающих базальтов и минералы группы хромшпинелидов. Существенные различия отмечаются и для состава плагиоклаза, 50–60% содержания анортита для минерала базальтов, против 75–90% анортита в составе ксенолитов.

Была предпринята попытка оценить температуру формирования трех нодулей лерцолитового состава из серии 3 на о-ве Лансароте, используя хорошо известный дупироксеновый термометр Л.Л. Перчука. При этом были получены достаточно близкие цифры (от 1010 до 1100 °С), соответствующие вероятной температуре промежуточной магматической камеры.

Установлено, что щелочно-базитовые ассоциации Канарского типа, включающие щелочно-габброидные и щелочно-ультраосновные комплексы, являются производными глубинных магм и могли возникать вследствие привноса щелочей в базальтовый или ультрамафитовый расплав мантийными эманациями. Зарождение исходного расплава могло происходить на глубинах 70–100 км в условиях температур и давлений, превышающих 1300 °С и 25 кбар [1, 2].

Собственно щелочные серии формировались в процессе кристаллизационной дифференциации в промежуточных камерах на глубинах 7–12 км в интервалах температур 900–1300 °С. Связь с мантийным источником подтверждается геофизическими данными по глубинному строению архипелага: скорости распространения волн, свойственные верхней мантии, фиксируются на глубине 13 км, плавление мантийного субстрата – выше 70 км.

Сходные черты магматических серий характеризуются повышенной щелочностью, дифференцированностью состава и наличием ксенолитов мантийных пород, присущи и некоторым другим островам Атлантики, в частности островам Зеленого Мыса.

Дальнейшее изучение мантийных ксенолитов и вмещающих их лав для подобных уникальных объектов, несомненно, послужит разработке обоснованной модели состава и состояния вещества глубоких недр Земли, выяснению условий и механизма магмообразования.

Литература

1. Барсуков В.Л., Козарко Л.Н., Романчев Б.П. Физико-химические параметры дифференциации щелочно-базальтовых магм // Геохимия. 1981. № 12. С. 1816–1844.
2. Козарко Л.Н., Поляков А.И., Асавин А.М. и др. Поведение редких земель в ходе кристаллизационной дифференциации щелочно-базальтовых серий Южной Атлантики // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан–континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 92–101.
3. Новицкий И.П., Шилов В.Н. К геохимии щелочных вулканитов островов Тенерифе и Лансароте (Канарские острова) // Геохимия магматических пород. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984. С. 137–138.
4. Araújo V., Ramis R. *Volcanologia*. Madrid, 1984. 510 p.
5. Fuster J. *Evolucion geologica del archipelago Canario*. Madrid, 1981. 61 p.
6. Green D.H., Ringwood A.E. The origin of basalt magmas // *Sci. rep. Intern. Upper Mantle*. 1969. N. 21. P. 489–495.
7. Ibarrola E. Variabilidad de los magmas basalticos en las Canarias Orientales y Centrales // *Estud. geol.* 1970. Vol. 26, N 4. P. 337–399.
8. Miñoz M. Inclusiones maficas y ultramaficas de la isla Gran Canaria // *Ibid.* 1973. Vol. 29, N 2. P. 113–129.
9. Pellicer M.J. Estudio geoquimico del volcanismo de la isla Hierro, archipelago Canario // *Ibid.* 1979. Vol. 35, N 1. P. 15–29.
10. Ruiz Sagrado J. Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas volcanicas de Lanzarote y Fuerteventura // *Ibid.* 1969. Vol. 25, N 12. P. 189–233.
11. Schmincke H.U. Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands // *Geology of North-West Africa continental margin*. Berlin, 1982. P. 273–306.

УДК 552.11

Ю.С. Геншафт

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ — ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ

Среди включений в изверженных породах находится большая группа минералов, получивших из-за необычайно больших размеров (до 20 см) и особенностей состава название "мегакристаллы высокого давления". Эти минералы особенно распространены в кимберлитах и щелочных базальтоидах, где они часто ассоциируют с включениями полнокристаллических пород глубинных зон земной коры и верхней мантии [8, 9]. Встречаются они также и в вулканических породах известково-щелочной серии [17, 23].

Первое, что обращает на себя внимание при анализе известных данных, это исключительно широкий спектр минералов мегакристаллов. Среди них встречаются аналоги породообразующим фазам (разнообразные по составу типы моноклинных пироксенов, ромбический пироксен, оливин, плагиоклазы, К–Na-полевые шпаты, титаномagnetиты, ильмениты, слюды, амфи-

болы и др.), а также аксессуарам (пиральспитовые гранаты, апатит, циркон, корунд). Мегакристаллы были обнаружены в породах континентов и океанов и в пределах геологических структур, различающихся своими эндогенными режимами и тектонической подвижностью. Это обстоятельство свидетельствует в пользу некоторых общих причин генезиса рассматриваемых минеральных образований.

Особенности пространственного распределения мегакристаллов. Вулканические породы, образованные из магм, излившихся из глубинных мантийных очагов (кимберлиты и щелочные базальтоиды континентальных платформ), содержат и наиболее барофильные мегакристаллы — пироповые гранаты, высокоглиноземистые субкальциевые титан-авгиты, а также минералы, кристаллизующиеся в более восстановительных условиях, — магнезиальные ильмениты, титанистые биотиты и флогопит. Магмы, излившиеся из относительно неглубоких внутрикоровых очагов, преимущественно принадлежащие к известково-щелочному типу, развитому в орогенных структурах, содержат такие типоморфные мегакристаллы, как амфибол, титаномагнетит, плагиоклаз. Эти минералы встречаются и в некоторых щелочных базальтоидах в тех континентальных структурах, где по геофизическим и петрологическим данным можно допустить существование промежуточных, внутрикоровых очагов (Байкальская рифтовая зона [12, 20], рифт Рио-Гранде [32] и др.). Мегакристаллы моноклиновых пироксенов и К—Na-полевых шпатов развиты практически в любых структурах Земли. Они чрезвычайно распространены в платформенных щелочных базальтах Монголии, Забайкалья [11, 12, 14, 21, 22], Китая [2], Австралии [36], Европы [31, 33] и в вулканических складчатых зонах Средней Азии [18] и Малого Кавказа [23].

Особенности состава и структурного состояния. Точно так же, как среди включений глубинных пород, выделяют "зеленую" и "черную" серии (или "хром-диопсидовый" и "титан-авгитовый" типы) [41, 42], мегакристаллы подразделяют на две группы, различающиеся по высоким содержаниям Mg и Cr, с одной стороны, и Fe и Ti — с другой [9]. Чаше всего мегакристаллы встречаются в виде индивидуальных минеральных фаз¹, но регулярно встречаются в виде сростков. В кимберлитах широко распространены агрегаты пикроильменита и пироксенов (или продуктов их вторичного изменения) и их графические (симплектитовые) сростания [9]. В базальтах встречены гранат-пироксеновые, пироксен- и амфибол-полевошпатовые сростки мегакристаллов [11, 36]. Иногда в кристаллах одного типа находятся в виде включения минералы другого состава, обычно более магнезиальные и хромистые. Среди мегакристаллов в кайнозойских базальтах Монголии нами встречены черные моноклинные пироксены, содержащие в виде включений зеленые индивиды, а также пиральспитовый гранат, в центре которого находилось более хромистое зерно [5].

Составы мегакристаллов из магматических пород различной глубинности (кимберлиты, щелочные базальты, породы известково-щелочной серии) образуют самостоятельные группы, но с некоторым перекрытием. Это особенно хорошо видно для ильменитов [4]. Наиболее магнезиальные и хромистые разновидности приурочены к кимберлитам; к ним примыка-

¹ Мегакристаллы часто называют в литературе "дискретными нодулями".

ют менее магнезиальные, резко обедненные хромом мегакристаллы из базальтов. Необходимо отметить, что одни и те же магматические тела зачастую содержат гетерогенные по составу группы мегакристаллов. Отмечаются сонахождение богатых и бедных хромом минералов мегакристаллов в кимберлитовой трубке Слоан (США) [9], различные по составу моноклинные пироксены в ряде вулканов Дариганги (Монголия) [21], сильно варьирующие по составу мегакристаллы К—Na-полевого шпата в вулканических породах Хангая (Монголия) [11] и т.п. Вместе с тем индивидуальные кристаллы оказываются в большинстве случаев достаточно высокоомогенными по химическому составу. Ранее в литературе приводились разнообразны́е примеры структур распада в силикатных мегакристаллах из кимберлитов [9]. В последнее время показана широкая распространенность фазово-гетерогенных ильменитов [4], а также силикатных фаз в базальтах [5]. Так, моноклинные пироксены Дариганги содержат пластинчатые выделения глиноземистой шпинели, ромбического пироксена и ильменита; вероятно, при уменьшении давления (и температуры?) твердый раствор "сбрасывает" избыточные магний, алюминий, титан. Подобные же структуры распада обнаружены в ряде минералов из включений ультраосновных пород.

Как уже отмечалось выше, особенности состава некоторых мегакристаллов указывают на кристаллизацию в условиях высоких давлений. Прежде всего это относится к пироксенам, содержащим высокую долю Al^{VI} , повышенные концентрации натрия, железа, титана. Во многих районах Земли эти высокоглиноземистые титанистые авгиты обеднены кальцием (его содержание составляет 14–17 мас. % против обычного — 19–22 мас. %). На барофильность мегакристаллов указывает и сонахождение в парагенезисе их ассоциации высокопиропового граната. С другой стороны, выявляются яркие признаки высокотемпературного генезиса этих минералов: полностью неупорядоченное состояние К—Na-полевых шпатов (санидинов и анортклазов) [10], данные минералогической термометрии [28, 30] и определения температур гомогенизации расплавных включений [11]. Как для кимберлитовых, так и для базальтовых минеральных включений оцененные температуры составляют 1100–1300 °С.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ МЕГАКРИСТАЛЛОВ

Наиболее широкое представление в литературе получила точка зрения об интрателлурическом происхождении мегакристаллов, т.е. их когенетичности вмещающим породам [11, 12, 16, 26, 36 и др.]. Этот вывод приобретает исключительное значение для петрологических построений механизмов глубинной эволюции магмы. Если мегакристаллы — простые продукты интрателлурической кристаллизации в глубинном магматическом очаге, то фракционная кристаллизация выступает важнейшим фактором образования различных по составу когенетичных изверженных горных пород различных магматических серий. Последовательное проведение этой идеи можно увидеть, например, в публикации А.И. Полякова с соавторами [19]. Важную, если не основную, лепту в обоснование этих представлений внесли результаты ряда экспериментальных петрологических исследований при высоких давлениях и температурах [33–

35]. За исключением К—Na-полевых шпатов и ряда аксессуарных минералов практически все минеральные фазы мегакристаллов кристаллизуются вблизи ликвидуса в базальтовых системах при определенных физико-химических условиях (P , T , $P_{\text{H}_2\text{O}}$, f_{O_2} и т.п.). При этом получены близиквидусные пироксены, гранат, титан-флогопит, близкие по составу к природным фазам [33, 34, 37].

В подтверждение когенетичности мегакристаллов и вмещающих пород приводится корреляция их составов. Так, более калиевые и щелочные базальты Центральной Монголии в целом содержат преимущественно богатые калием полевые шпаты, а с типично натриевыми базальтами Дариганги ассоциируют обогащенные натрием полевые шпаты [11]. Мегакристаллы авгита из более глиноземистых и кальциевых базальтоидов Центральной Монголии (по сравнению с породами Дариганги) также характеризуются более высоким содержанием Са и Al, чем мегакристаллы Дариганги [11]. Отмечается в ряде случаев близость изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мегакристаллах и вмещающих лавах [40].

Сторонники близиквидусной интрателяурической кристаллизации мегакристаллов обращают внимание на гомогенность состава и исключительно большие размеры последних, что, по их мнению, должно свидетельствовать о свободном росте кристаллов (т.е. наличии свободного пространства) и длительно существующих стабильных физико-химических условиях.

Однако данная точка зрения не единственная, так как известно много фактов, противоречащих ей. Существование гетерогенной по составу группы включений, из которых одни близки ультраосновным ксенолитам, а другие действительно имеют много геохимических черт вмещающих пород, привело к представлениям о полигенной природе мегакристаллов. В частности, хромовая группа минералов в кимберлитах была отнесена к ксенокристаллам, производным эволюции ультраосновного вещества верхней мантии, а более распространенные низкохромистые разновидности граната, пироксенов, ильменита, слюды и другие фазы рассматриваются как родственные кимберлитам продукты интрателяурической кристаллизации [29].

В некоторых работах обосновывается взгляд на мегакристаллы как на мономинеральные продукты замещения чуждых магме полнокристаллических пород и минералов. В лавах Камчатки описываются мегакристаллы амфибола, содержащие реликты перидотитов или их минералов [17]. Отмечается присутствие внутри черных мегакристаллов моноклинного пироксена реликтов зеленого хромдиопсида [25]. Предполагается, что в генезисе мегакристаллов большая роль принадлежит летучим компонентам. Так, в работе [1] рассматривается возможность кристаллизации анортотелов в апикальной части магматической камеры, где наряду с летучими концентрируются щелочи, SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 . Постоянство состава кристаллов объясняется стабильностью флюидного режима в магматической системе в глубинных условиях. Рассматривается образование отдельных пироксенитовых и анортотелитовых тел в приконтактных к очагу частях мантийных лерцолитов. С.А.Щека развивает близкие к вышеизложенному представления о кристаллизации мегакристаллов в системе магма—флюид, при этом "мегакристаллы чужды порциям магмы, транспортирующей их к поверхности" [25, с. 78].

Таблица 1

Химические составы моноклинных пироксенов – мегакристаллов, минералов включений, вкрапленников из базальтов Дариганги, Монголия [21] (в мас. %)

Оксиды	63/76*	80/76	525/79	680/83	683/83	680/83	523/79	
	вкрапленник	черный мега-кристалл	рассланцованный мега-кристалл	из черного пироксена	зеленый мега-кристалл	из лерцолита	зеленый мега-кристалл	из лерцолита
SiO ₂	46,43	49,13	48,17	41,81	52,08	51,66	51,66	52,30
TiO ₂	3,43	1,83	1,50	1,56	0,24	0,49	0,15	0,34
Al ₂ O ₃	6,16	8,23	8,84	9,47	5,50	6,27	4,35	5,23
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	0,02	0,01	0,91	0,84	0,83	1,02
FeO	8,62	11,06	5,06	6,67	2,42	2,13	2,58	2,75
MnO	0,14	0,05	0,09	0,06	0,08	0,09	0,09	0,09
MgO	11,94	10,40	13,66	11,87	15,93	15,75	17,69	16,94
CaO	21,29	16,65	20,68	21,90	22,13	20,65	21,24	19,31
Na ₂ O	0,50	2,48	1,33	1,08	1,18	1,89	0,50	0,81
Сумма	98,57	99,85	99,35	100,43	100,47	99,78	99,08	98,79

* Номер образца.

Ряд авторов связывают генезис мегакристаллов с процессами магмообразования, в которых большая роль отводится мантийному метасоматозу и реакционному взаимодействию магмы с реститовым субстратом [22, 24]. Эта группа гипотез фактически рассматривает наблюдаемые ассоциации мегакристаллов как парагенетические и образующиеся в процессе формирования выносящей их магмы.

В публикациях автора приводилась критика гипотезы интрателлурического генезиса мегакристаллов [3, 21]. Ниже обсуждаются наиболее весомые, по мнению автора, доводы против этой точки зрения.

Что мешает принять механизм интрателлурической кристаллизации мегакристаллов? Сторонники магматического интрателлурического происхождения мегакристаллов подчеркивают стабильность физико-химических условий кристаллизации как важнейшего фактора, обеспечивающего однородность состава минералов. В самом деле, неизменность условий кристаллизации должна обеспечить образование такого минерального парагенезиса, в котором каждый минеральный вид представлен одной по составу фазой. Между тем во многих вулканических телах наблюдается гетерогенная по составу группа мегакристаллов. Уже отмечалось сонахождение богатых и бедных хромом мегакристаллов в кимберлитах [9]. В вулканах Дариганги были собраны и затем изучены мегакристаллы моноклинного пироксена, составляющие по крайней мере три группы по составу [5, 21]: зеленые хромовые авгиты, приближающиеся по содержаниям многих петрогенных и малых элементов к хромдиопсидам включений ультраосновных пород; кливажированные черные пироксены, отличающиеся высокой кальциестью и пониженной железистостью; наиболее распространенные черные субкальциевые титан-авгиты. В табл. 1 приведены составы типичных представителей мегакристаллов этих групп в сравнении с пироксенами включений "зеленой" и "черной" серий [5, 21].

В структурном отношении мегакристаллы пироксенов также представляют собой неоднородную ассоциацию. Наряду с химически и структурно однородными индивидами встречаются мегакристаллы с четкими структурами распада — матрица моноклинного пироксена содержит пластинчатые (ламелльные) вроски граната или глиноземистого ромбического пироксена, шпинели, ильменита и других рудных минералов [5, 9]. Разнообразие составов пироксенов в пределах одного и того же места отбора образцов установлено и в Австралии [36].

Мегакристаллы полевых шпатов дают другой пример гетерогенности по составу ассоциации минералов в пределах одного моногенного вулкана. В.В. Кепежинская описала находки мегакристаллов К—Na-полевого шпата в одном из вулканов Тарятской впадины, составы которых варьировали от одного образца к другому в широких пределах [11]. По нашим данным, в пределах Дариганги также встречаются гетерогенные группы мегакристаллов полевого шпата. Изучение 16 кристаллов, отобранных из одного вулканического центра, показало, что их составы меняются от $An_{1,5}Or_{2,8,4}Ab_{7,0,1}$ до $An_{1,0}Or_{5,0,9}Ab_{4,8,1}$. В другом вулкане обнаружен блочный мегакристалл, отдельные части которого сильно различались по составу: от $An_{2,0}Or_{2,0,6}Ab_{7,7,4}$ до $An_{2,2}Or_{5,4,9}Ab_{4,2,9}$.

Выводы о геохимическом и изотопном родстве мегакристаллов и вмещающих пород неоднозначны. Прежде всего не ясно, как надо понимать

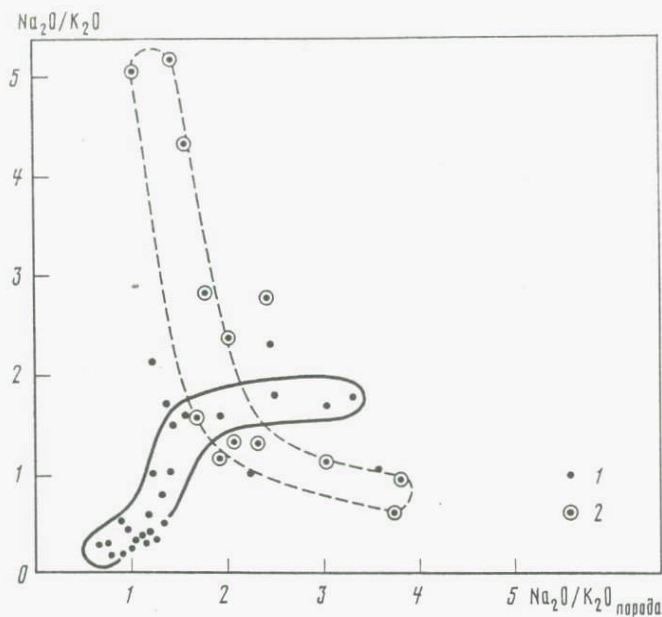


Рис. 1. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ для мегакристаллов К–Na полевых шпатов и вмещающих базальтов Монголии

1 – вулканические ареалы Центральной Монголии; 2 – Дариганга

это "родство" для гетерогенной группы мегакристаллов. Но и для достаточно однородных групп минералов геохимическое родство, подчеркиваемое обычно разного рода корреляционными соотношениями, не выдерживается. Для мегакристаллов К–Na-полевых шпатов в Монголии установлены два прямо противоположных тренда изменчивости $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -отношения для мегакристаллов в зависимости от изменения соответствующих величин для вмещающих пород (рис. 1). Независимость состава мегакристаллов К–Na-полевого шпата от состава вмещающих базальтов установлена и для образцов из Приморья [25].

Экспериментальные данные по кристаллизации базальтовых расплавов при высоких P – T параметрах не объясняют совместной кристаллизации парагенезиса мегакристаллов, даже тех, которые встречаются в виде сростков (например, гранаты и моноклинные пироксены). На это указывалось и одним из сторонников гипотезы интрателлурического образования мегакристаллов А. Ирвингом [36]. В наших экспериментах по перекристаллизации одного из образцов базальтов Дариганги при высоких давлениях и температурах [14] были получены близкие по составу к природным минералам мегакристаллов моноклинные пироксены, однако кристаллизующийся одновременно с ними гранат был значительно более железистым, чем мегакристаллы граната, найденные в базальтах Хангая и Дариганги (табл. 2).

Самая большая трудность заключается в объяснении магматической кристаллизации мегакристаллов К–Na-полевых шпатов. Эта фаза в любых

Таблица 2

Химические составы моноклинных пироксенов и гранатов — минеральных фаз, полученных при высоких P – T параметрах (А), и мегакристаллов (Б)

Оксиды	А					Б			
	<i>МП</i>	<i>МП</i>	<i>Гр</i>	<i>Гр</i>	<i>Гр</i>	<i>МП*</i>	<i>Гр*</i>	<i>МП**</i>	<i>Гр**</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49.64	47.72	41.54	38.05	37.37	49.13	40.14	48.60	39.58
TiO ₂	1.40	1.26	0.60	1.76	1.80	1.83	0.56	1.37	0.50
Al ₂ O ₃	8.99	7.60	15.44	18.64	20.07	8.23	22.38	8.69	23.53
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.02	0.05	—	—
FeO	9.69	9.53	15.52	25.60	23.05	11.06	15.30	9.01	16.00
MnO	0.06	—	—	—	—	0.05	0.35	0.11	0.38
MgO	14.78	12.66	7.00	8.53	9.12	10.40	14.71	13.19	15.34
CaO	14.08	17.83	13.27	7.31	7.53	16.65	5.30	15.99	5.45
Na ₂ O	1.40	1.48	—	—	—	2.48	0.05	2.19	0.28
Сумма	100.04	98.08	93.07	99.89	98.94	99.85	98.84	99.15	101.06

*Данные автора.

**По данным [24].

Примечание. *МП* — моноклинный пироксен, *Гр* — гранат. 1–5 — из экспериментов: 1 — 25 кбар, 1500 °С (15 мин) → 1150 °С (60 мин), 2, 3 — 20 кбар, ≥ 1350 °С (90 мин), 4 — 25 кбар, 1450 °С (10 мин) → 1250 °С (60 мин), 5 — 30 кбар, 1600 °С (10 мин) → 1400 °С (30 мин); 6 — из базальта Дариганги, 7–9 — из базальта Шаварын-Царама.

базальтовых составах может образовываться только вблизи солидуса, т.е. когда магма почти полностью раскристаллизуется. Но как при этом осуществляется рост достаточно однородных, не содержащих включений других минералов мегакристаллов полевого шпата размером свыше 10–15 см остается загадкой. При таком объяснении генезиса мегакристаллов не ясно и то, почему часто в обычных базальтовых породах К–Na-полевые шпаты являются единственным видом этих образований. А. Ирвинг допустил, что санидины могут быть минералами пород верхних частей земной коры, т.е. фактически ксенокристаллами [36].

Простая интрателлурическая кристаллизация не позволяет понять образование мегакристаллов акцессорных фаз — корунда, циркона и др. Изотопные данные зачастую указывают на неравновесность мегакристаллов относительно вмещающих пород. Для амфибола (керсутита) это установлено по изотопии стронция [22].

Геохимические данные не позволяют рассматривать мегакристаллы как продукты фракционной кристаллизации глубинной базальтовой магмы. На рис. 2 приведены нормированные к хондриту распределения редкоземельных элементов в мегакристаллах моноклинных пироксенов и К–Na-полевых шпатов из кайнозойских базальтов Монголии — наиболее распространенных в этих породах типах данного вида минеральных включений, а также в вулканитах, принадлежащих толеитовой и высокощелочной базальтовым сериям. Видно, что все типы базальтов характеризуются одинаково

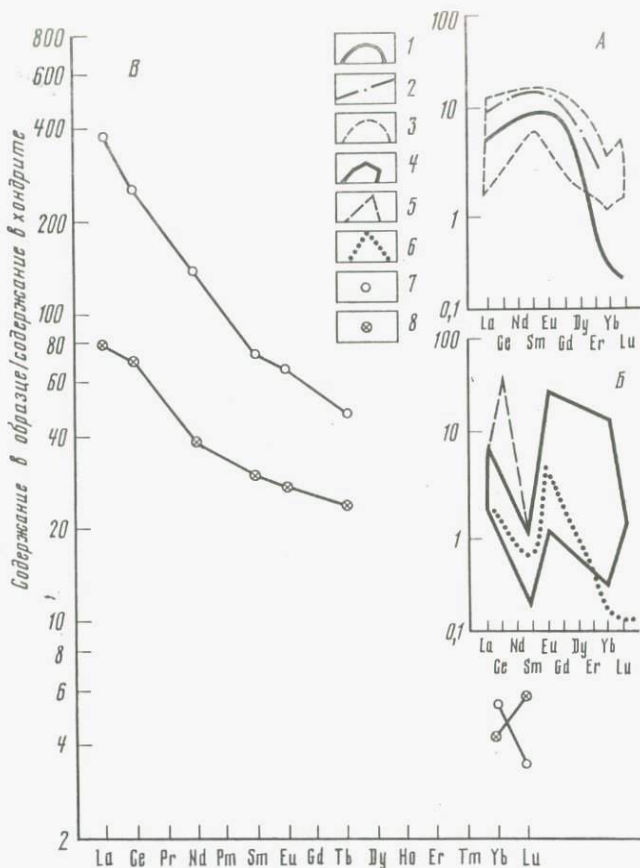


Рис. 2. Нормированное по хондриту содержание редкоземельных элементов в мегакристаллах моноклинных пироксенов (А), К-На полевых шпатов (Б) и вмещающих базальтов Монголии (В)

1 — данные В. Мэсона, Р. Аллена (1973 г.); 2 — данные Р. Кэя, П. Гаста (1973 г.); 3 — данные автора; 4 — контур, ограничивающий поле составов преобладающей группы мегакристаллов; 5 — область составов мегакристаллов, для которых установлен "цериевый максимум"; 6 — плагиоклаз из габбро Срединно-Атлантического хребта по Ю.А. Балашову (1976 г.); 7 — лейцит-нефелиновое базальтовое стекло, Шаварын-Царам (Центральная Монголия); 8 — базальт переходного типа, близкий к Na-гавайиту, р. Онгийи (Центральная Монголия)

вым фракционным видом распределения редких земель. Это трудно было бы понять, если бы кристаллизация моноклинных пироксенов и полевых шпатов определяла эволюцию магмы. В этом случае поздние дифференциаты должны были отличаться от более ранних (толеитовых или переходных типов [6]) менее выраженной картиной фракционирования, т.е. не таким контрастным накоплением легких и тяжелых лантаноидов. Кристаллизация К-На-полевого шпата должна была бы привести к заметному максимуму в содержании самария и минимуму для европия. Ничего подобного ни в одном из изученных нами 31 образце базальтов не было обнаружено.

ФЛЮИДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ МЕГАКРИСТАЛЛОВ

Многие исследователи подметили одну особенность мегакристаллов: гетерогенные по составам группы минералов образуют практически непрерывный ряд от минералов типичных ксенолитов (прежде всего ультрабазитов верхней мантии) через минеральные фазы включений "черного", или глинозем-авгитового, типа (часто называемых гомеогенными, или родственными, включениями) до дискретных нодулей минералов [9, 22, 27, 41]. Данные по моноклинным пироксенам, приведенные в табл. 1, подтверждают такое заключение. В кимберлитах мегакристаллы высоко- и низкохромовых серий также связаны минералами промежуточных составов [9]. Выделенные нами кливажированные и структурно-неоднородные мегакристаллы пироксенов в Монголии наиболее близки к соответствующим фазам включений железистого ("черного") типа [5, 21].

Начиная с работ Куно [39], Ишибаши [38], Ирвинга [36] и др., изучавших ксенолиты в базальтах, появился большой фактический материал по структурным взаимоотношениям мегакристаллов между собой и с другими ксенолитами. Больше всего наблюдений сделано по пироксенам. Описаны нарастания мегакристаллов черных титан-авгитов на включения "зеленой" серии, причем приводятся убедительные свидетельства генетического родства мегакристаллов "черным" пироксенитам. Опубликованные недавно новые результаты изучения глубинных включений из лав Байкало-Монгольского региона [22] показали, что ксенолиты "черной" серии развиваются по породам "зеленого" типа, т.е. не являются гломеропорфировыми агрегатами интрателлурических выделений из магмы. Этот вывод представляется исключительно важным, так как во многих работах включения пород "черной" серии рассматриваются как аккумулятивные образования и тем самым обособивается главенствующая роль в формировании магматических серий процессов кристаллизационного фракционирования. Данные, собранные группой иркутских исследователей (Б.М. Владимиров, В.Г. Семенова, Л.В. Соловьева), приведенные в работе [22] и на совещании в Черноголовке по проекту "Ксенолит", не оставляют сомнений в образовании минералов пород "черного" типа за счет "зеленых" ультрабазитов. Богатый фактический материал в этом отношении дает вулканическое месторождение Шаварын-Царам (Хангай, Монголия). Недавно описан великолепный образец лерцолита, внешняя зона которого сложена "черным" пироксенитом, переходящим в сростки мегакристаллов пироксена и граната [13]. Многочисленные образцы ксенолитов со сложным взаимоотношением минеральных ассоциаций "зеленого" и "черного" типов, включающих отдельные минеральные зерна размером в несколько миллиметров, находятся в нашей коллекции.

При микрозондовом изучении ксенолитов "зеленых" лерцолитов нами обнаружено в некоторых зернах пироксена обособление щелочно-полевошпатового стекла. Такие же по составу стекла иногда выполняют интерстиции между минералами лерцолита и окружают рекристаллизованные зерна шпинели, внешние зоны которых обедняются Al и обогащаются хромом [7]. Высокощелочные кислые стекла наблюдались также на границе с включениями со стороны вмещающих базальтов. Поскольку включения

всегда остаются холоднее магмы, не исключено, что эти контактные зоны обусловлены перераспределением летучих и компонентов состава магмы (щелочей, кремнезема и др.) в градиентном поле температуры. При этом охлаждение флюида, по Д.С. Коржинскому [15], должно вызвать усиление его кислотных свойств, что в свою очередь приведет к "гранитизации" магмы. В природных условиях такая ситуация может привести к кристаллизации полевого шпата на контакте с вмещающей магматической средой.

Автор полностью разделяет мнение, высказанное в работе [22], что "систему включающий базальт–включения Cr-диопсидового, Al-авгитового типа, их минералы и мегакристаллы нельзя рассматривать как геохимически изолированные, не связанные генетическим родством группы. Напротив, наличие сериальных переходов по содержаниям редких элементов и индикаторных отношений, промежуточное положение включений Al-авгитового типа между Cr-диопсидовыми включениями и базальтами, наличие переходных характеристик для одноименных минералов в последовательности минералы лерцолитовых включений–минералы черных верлит-пироксенитовых включений–мегакристаллы свидетельствуют о том, что вся эта система пород и минералов была связана веществом серий последовательно развивающихся процессов" [22, с. 91–92].

Следствием такого подхода к решению проблемы генезиса мегакристаллов является понимание устанавливаемой геохимической близости и известной коррелятивности особенностей составов минеральных включений и вмещающих магматических пород, отражающих общность главных факторов образования магмы и мегакристаллов – флюидно-метасоматическое преобразование глубинного вещества. Мегакристаллы, в нашем представлении, не производные магмы, а составляют вместе с ней парагенетическую ассоциацию.

Таким образом, мегакристаллы действительно являются важными индикаторами процессов образования глубинных магм, но процессов, существенно отличающихся от фракционной кристаллизации. Основная задача предстоящих исследований – вскрыть конкретные физико-химические условия и параметры магмогенеза, запечатленные в свойствах и составе отдельных минеральных типов мегакристаллов и их парагенезисе.

Литература

1. Волянюк Н.Я., Владимиров Б.М., Семенова В.Г., Новиков В.М. Мегакристаллы анортоклаза из базанитов и проблема их генезиса // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 5. С. 938–941.
2. Гапеева Г.М. О четвертичном вулканизме Куэнь-Луня и Северо-Западного Тибета // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 685–708.
3. Геншафт Ю.С., Зайцев Н.С., Салтыковский А.Я. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии // Геотектоника. 1978. № 5. С. 105–115.
4. Геншафт Ю.С., Илупин И.П., Кулигин В.М., Витоженц Г.Ч. Типоморфизм ильменитов глубинных магматических пород // Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформ. М.: ИФЗ АН СССР, 1983. С. 95–190.
5. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. О кимберлитовидных включениях в щелочных базальтах Дариганги (МНР) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 5. С. 1200–1205.
6. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. О соотношении субщелочного (толеитового)

- и щелочно-базальтового вулканизма в кайнозое Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 1. С. 154–158.
7. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Крамер В., Зайферт В.* Индикаторная роль ультраосновных включений в познании глубинных условий базальтового магмообразования // Океанический магматизм – эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 51–63.
 8. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия // Новосибирск: Наука, 1975. 332 с.
 9. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них // М.: Мир, 1983. 300 с.
 10. *Каменцев И.Е., Салтыковский А.Я., Каминский Ф.В., Сандомирская С.М.* Состав и структурное состояние мегакристаллов К–Na-полевых шпатов из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии // Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1982. С. 117–142.
 11. *Кепежинская В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения // М.: Наука, 1979. 311 с.
 12. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 198 с.
 13. *Коваленко В.И., Цепин А.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д.* Гранат-пироксеновая друза – пример флюидной кристаллизации в мантии // Докл. АН СССР, 1985. Т. 280, № 2. С. 449–453.
 14. Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981. 177 с.
 15. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968. С. 69–74.
 16. *Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
 17. *Кутыев Ф.Ш., Шаранов В.Н.* Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 197 с.
 18. *Мушкин И.В.* Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1979. 136 с.
 19. *Поляков А.И., Турков В.А., Муравьева Н.С., Несмеянова Л.И., Игнатенко К.И.* Физико-химические условия процессов выплавления и эволюции базальтовых магм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия, 1985. № 1. С. 41–58.
 20. *Расказов С.В.* Амфиболы в глубинных ксенолитах из базальтоидов Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 3. С. 703–706.
 21. *Садтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.* Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: ИФЗ АН СССР. 1984. 202 с.
 22. *Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М.* Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 119 с.
 23. Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1982. 187 с.
 24. *Филиппов Л.В., Липовский Ю.О., Капитонов Т.А.* Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования // Геохимия. 1976. № 4. С. 475–483.
 25. *Шека С.А.* Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
 26. *Binns R.A.* High-pressure megacrysts in basanitic lavas near Armidale, New South Wales // Amer. J. Sci. A. 1969. Vol. 267. P. 33–49.
 27. *Boettcher A.L., O'Neil J.R.* Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites // Ibid. 1980. Vol. 280. P. 594–621.
 28. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Nodules from the Frank Smith kimberlite pipe, South Africa // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1974. Vol. 73. P. 285–294.
 29. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa // Lesotho kimberlites, Maseru. 1973. P. 57–66.
 30. *Boyd F.R., Pasteris J.D.* Ilmenite association at the Frank Smith kimberlite pipe, South Africa // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1978. Vol. 77. P. 866–870.
 31. *Brousse R., Berger E.* Grands cristaux d'augite une brèche volcanique intrusive // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1965. Vol. 88, N 3. P. 525–526.
 32. *Brown L.D., Chapin C.E., Sauford A.R., Kaufman S., Oliver J.* Deep structure of the

- Rio Grande Rift from seismic reflection profiling // *J. Geophys. Res. B.* 1980. Vol. 85, N 9. P. 4773–4800.
33. *Chapman N.A.* Inclusions and megacrysts from undersaturated tuffs and basanites, East Fife, Scotland // *J. Petrol.* 1976. Vol. 17, N 4. P. 472–498.
 34. *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.
 35. *Irving A.J.* Geochemical and high-pressure experimental studies of xenoliths, megacrysts and basalts from South-Eastern Australia. Canberra, 1971.
 36. *Irving G.J.* Megacrysts from the Newer basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85, N 10. P. 1503–1514.
 37. *Irving A.J., Green D.H.* Experimental duplication of mineral assemblages in basic inclusions of the Delegate breccia pipes // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1970. Vol. 3. P. 385–389.
 38. *Ishibashi K.* Petrochemical studies of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Northern Kyushu, Japan // *Kyushu Univ. Fac. Sci. Mem. D. Geol.* 1970. Vol. 20, N 1. P. 85–146.
 39. *Kuno H.* Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka-sima, North Kyushu, Japan // *Advancing frontiers in geology and geophysics.* Hyderabad (India): Indian Geophys. Union. 1964. P. 205–220.
 40. *Stuckless J.S., Irving A.I.* Strontium isotope geochemistry of megacrysts and host basalts from Southeastern Australia // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. Vol. 40, N 2. P. 209–213.
 41. *Wilshire H.G., Shervais J.W.* Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. Vol. 9. P. 257–272.
 42. *Wilshire H.G., Trask N.J.* Hornblende-bearing ultramafic inclusion from Siberia and Dish Hill craters, California (abs.) // *Geol. Soc. Amer. Annu. Meet.* 1969.

УДК 551.14+550.347.097.23

А.Ф. Грачев, Л.Ф. Добржинецкая

СТРУКТУРНАЯ АНИЗОТРОПИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АЗИМУТАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ЛИТОСФЕРЫ

Явление азимутальной сейсмической анизотропии для океанической литосферы со времени выхода в свет первой работы Г. Хесса [12] интенсивно изучается широкими кругами специалистов в области наук о Земле. Наибольшие успехи за последнее десятилетие были достигнуты при исследовании офиолитовых комплексов фанерозоя на основе использования экспериментальных работ по изучению скоростей распространения упругих волн и микроструктурного анализа породообразующих минералов в ориентированных образцах.

Значительные латеральные неоднородности глубоких слоев Земли в последние годы были выявлены методами сейсмической томографии как для континентальной литосферы, так и для более глубоких слоев верхней мантии.

Единственным источником данных о составе и состоянии вещества в недрах Земли являются ультраосновные ксенолиты в щелочных лавах, ко-

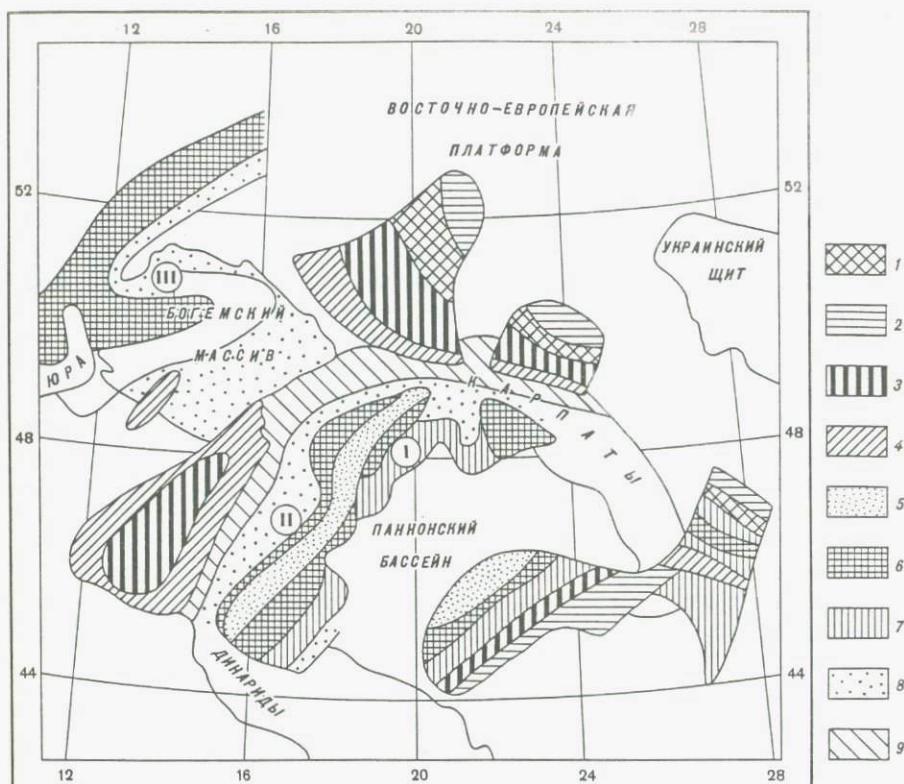


Рис. 1. Схема азимутальной сейсмической анизотропии литосферы Центральной Европы [8]

Шкала 1–9 соответствует шагу 0,2 с запаздывания P волн относительно стандартного годографа. Области положительных значений времен запаздывания (5–9) соответствуют низкоскоростной мантии, а области отрицательных значений (1–4) – высокоскоростной мантии

которые широко развиты в областях новейшего вулканизма в пределах континентальных рифтов и областей предрифтового развития. Поскольку возраст лав, вмещающих ксенолиты, молодой (от 30 млн. лет до настоящего времени), то сами ксенолиты могут давать уникальную информацию о составе и структуре верхней мантии *in statu nascendi*. То, что глубинные ксенолиты характеризуются сильной анизотропией физических свойств, в том числе и упругих, известно давно [9, 20]. Данные по изменению упругих свойств с формой и ориентировкой идеального кристалла оливина неоднократно привлекались для объяснения азимутальной сейсмической анизотропии литосферы [7, 8, 11–13]. После работ А. Николя с соавт. [16] в качестве дополнительных аргументов стали использоваться материалы по текстурам и структурам ультраосновных ксенолитов. Появилась возможность оценивать величины напряжений, приводящих к образованию упорядоченных текстур в перидотитовых нодулях, и P – T условия на тех глубинах, с которых происходил вынос ксенолитов на поверхность Земли.

Существенным этапом для дальнейшего понимания природы сейсмичес-

кой анизотропии явились исследования, в ходе которых были установлены следующие факты.

1. Распределение ультраосновных ксенолитов по размерам подчиняется тем же закономерностям, которые присущи и другим породам, испытывавшим дробление, а именно логнормальному закону распределения. Их обычно правильная эллипсоидная форма обусловлена деформациями *in situ*, т.е. твердопластическим течением мантийного вещества [3].

2. Распределение ультраосновных ксенолитов по размерам характеризуется дискретностью, которая описывается эмпирической формулой $L_n = L_{n-1} \cdot K$, где L – размер одной из осей мантийного нодуля; K – постоянная величина ($\approx 1,4$), названная параметром разрушения [1].

3. Изучение длин внутризеренных трещин в оливинах и размеров областей оливина в ксенолитах также выявило логнормальный закон распределения их по размерам и ту же дискретность, что и для самих ксенолитов.

4. Установлено, что мантийные деформации, выражающиеся в предпочтительной ориентировке зерен оливина в ксенолитах, тесно связаны с его формой: длинная ось нодуля совпадает с [001] для оливинов. Структурная анизотропия ксенолита находит отражение и в изменении вещественного состава оливинов и пироксенов (см. статью А.Ф. Грачева, Н.И. Гулько, Л.Ф. Добержинецкой и др. в наст. сборнике).

5. Установленные вариации в изменении скоростей продольных волн, измеренные для разных частей ксенолита шпинелевого лерцолита, тесно связаны с его структурной и вещественной анизотропией.

В свете этих данных открываются новые возможности для объяснения азимутальной сейсмической анизотропии литосферы. В данной работе использованы результаты изучения шпинелевых лерцолитов, отобранных в пределах Паннонского бассейна и Богемского массива (рис. 1).

СТРУКТУРНАЯ АНИЗОТРОПИЯ КСЕНОЛИТОВ

Все изученные нами ультраосновные ксенолиты относятся к шпинелевой фации глубинности и не обнаруживают значимых различий в валовом химическом и модалном составе.

Форма ксенолитов. Ксенолиты из района Богемского массива и Паннонского бассейна имеют разнообразную форму. Среди них встречаются идеальные эллипсоидные, удлинённо-угловатые и дисковидные ксенолиты. Максимальные размеры ксенолитов (по длинной оси) не превышают 20 см, в то же время отмечается, что для ксенолитов Паннонского бассейна характерны более мелкие размеры, чем для ксенолитов Богемского массива.

Тщательный анализ конфигурации ксенолитов показывает, что преобладают удлинённые формы, напоминающие сплюснутый эллипсоид. Наблюдение за поперечными срезами, сделанными перпендикулярно к направлению длинной оси ксенолитов, позволило выделить ромбовидные и эллипсоидные сечения. Среди ксенолитов с ромбовидными сечениями наблюдались разности, острые углы которых были сглажены. Эти формы можно отнести к промежуточным между собственно эллипсоидными и ромбовидными разновидностями.

Такая закономерная смена формы ксенолитов, наличие промежуточных

разностей между двумя крайними геометрическими формами – ромбовидной и эллипсовидной – уже могут служить указанием на их тектоническую природу. Одним из наиболее распространенных типов деформаций, который часто приводит к образованию тел ромбовидной и эллипсоидальной форм, является сдвиг и пластическое течение в сочетании со сдвигом.

Процесс разобщения единых "пластов" в метаморфических комплексах в условиях пластического сдвигания, сопровождающегося вращением, хорошо известен [4, 5].

В случае с мантийными ксенолитами очень важно решение вопроса о влиянии магматического расплава, который транспортирует ксенолит наверх, на их форму. Наши исследования ксенолита СН-1 (см. статью А.Ф. Грачева, Н.И. Гулько, Л.Ф. Добржинецкой и др. в наст. сборнике) показали, что магма не оказывает значительного влияния на внутреннюю структуру ксенолита. Отсутствуют также следы магматического воздействия на форму ксенолита. Все эти данные наряду с анализом морфологии ксенолитов позволяют предполагать, что их форма уже была предопределена тектоническими процессами, протекавшими в верхней мантии [3].

ЭЛЕМЕНТЫ МИКРОСТРОЕНИЯ КСЕНОЛИТОВ

Ксенолиты из вулканитов Богемского массива (обр. СН-1, СН-25, СН-26). Ксенолит СН-1 был всесторонне изучен для методических целей. Все результаты его исследований приведены в статье А.Ф. Грачева, Н.И. Гулько, Л.Ф. Добржинецкой и др. в наст. сборнике. Рассмотрим строение ксенолитов шпинелевых лерцолитов СН-25 и СН-26. В шлифах, вырезанных перпендикулярно к направлению удлинения ксенолитов, наблюдается очень слабая уплощенность хромшпинелидов и отдельных зерен оливина. Пироксены в этом сечении имеют форму, близкую к изометричной. Содержание хромшпинелидов в шлифах составляет 1–3%, пироксенов – 10–15%. В целом структура породы может быть определена как протогранулярная с элементами порфирокластической.

По морфологии среди оливинов можно выделить зерна двух генераций. Оливин-1 представлен крупными зернами, размеры которых варьируют от 3,6 до 9,1 мм. Границы этих зерен плавные, иногда наблюдаются глубокие "залывы" и "выступы". Такие очертания отмечаются обычно в местах контакта крупных зерен оливина-1 с более мелкими зернами второй генерации (рис. 2). В оливинах-1 отмечаются единичные полосы излома, которые ориентированы перпендикулярно к направлению удлинения зерен.

Оливины-2 представлены мелкими зернами, размеры которых варьируют от 0,3 до 2,5 мм; реже отмечаются зерна с размерами 2,5–3,6 мм. Оливины второй генерации не несут следов деформации. Среди оливинов-2 никогда не отмечалось полос излома, границы зерен четкие, близкие к погональным.

Ксенолиты из базальтов Паннонского бассейна (V-10/1, V-10/2, V-5/1). Для этой группы ксенолитов отмечается довольно ясная уплощенность (S_1), представленная в разной степени вытянутыми зернами оливинов и хромшпинелидов (см. рис. 2). Содержание хромшпинелидов и пироксенов здесь варьирует от 1–3 и 5–10% соответственно. Структура ксенолитов порфирокластическая с реликтами протогранулярной.

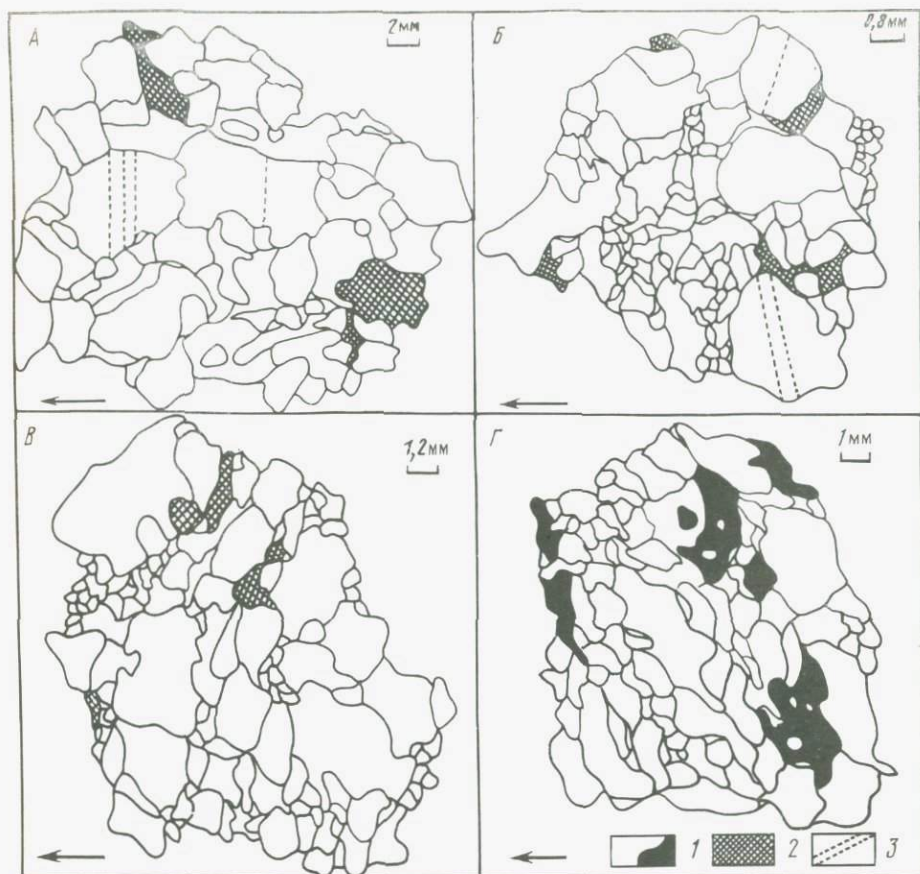


Рис. 2. Микроструктура шпинелевых лейколитов в шлифах (зарисовка)

А — СН-25; Б — V-10/1; В — V-10/2; Г — V-5/1. 1 — белое — оливины, черное — хромшпинелиды; 2 — пироксены; 3 — полосы излома в оливинах

Среди оливинов выделяются более крупные, сильно деформированные зерна исходной матрицы (оливины-1) и более мелкозернистые образования (оливины-2). Оливин-1 характеризуется изометричной, иногда слегка удлинённой формой (см. рис. 2). Размеры их варьируют от 1,8 до 4,5 мм. В оливинах-1 отмечаются полосы излома, границы которых расположены перпендикулярно к направлению удлинения зерен. Границы зерен оливинов-1 плавно искривлены; иногда они приобретают "ступенчатую" форму. На периферии крупных зерен оливина-1 в области развития таких границ локализуются более мелкие зерна оливина-2.

Для оливинов-2 характерны размеры от 0,2 до 1,2 мм. Гистограммы размеров зерен приведены на рис. 3.

Микроструктурный анализ. Ориентировка кристаллической решетки оливина в ксенолитах была установлена путем определения положения осей индикатрисы традиционными методами с помощью Федоровского столика. Замеры осей индикатрисы были нанесены на нижнюю полусферу стереогра-

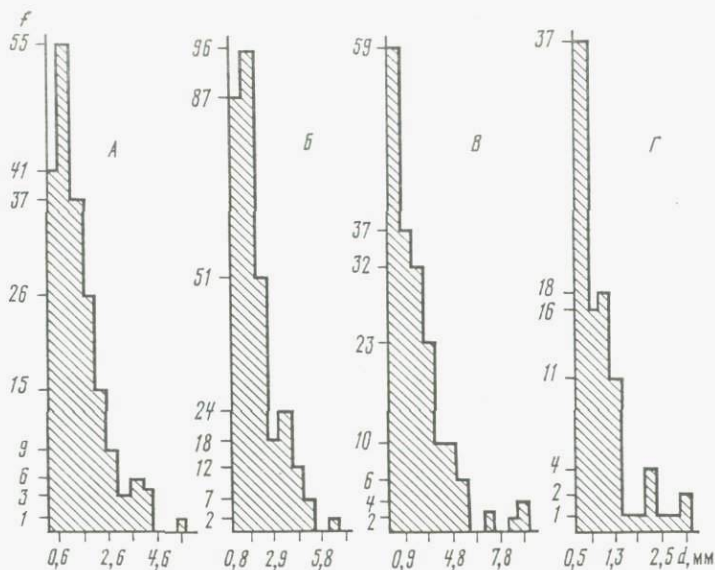


Рис. 3. Гистограммы (А–Г) распределения размеров динамически рекристаллизованных зерен оливина

фической сетки Г.П. Вульфа. Плотность точек определялась с помощью планисферы А.В. Пронина. Шлифы, в которых проводился микроструктурный анализ, были вырезаны перпендикулярно к длинной оси ксенолитов.

Диаграммы микроструктурного анализа осей индикатрисы оливинов из образцов СН-25, СН-26 (А, Б) и V-5/1, V-10/1, V-10/2 (В, Г, Д) приведены на рис. 4. В ксенолитах из Богемского массива (см. рис. 4, А, Б) отмечается уплощенность, выраженная в ориентировке зерен хромшпинелидов. Характер петроструктурных узоров этих образцов близок к картине распределения узоров осей индикатрис в образце СН-1, который был нами изучен наиболее детально (см. ст. А.Ф. Грачева, Н.И. Гулько, Л.Ф. Добржинецкой и др. в наст. сб.). На диаграммах [100] выходы осей создают два максимума, расположенных под небольшим углом к плоскости уплощенности. Оси [001] формируют максимум, сосредоточенный в центральных частях диаграмм. В тоже время часть точек [001] концентрируется по периферии главного максимума, создавая картину большедугового пояса, ориентированного нормально к плоскости уплощенности. Оси [010] также создают тенденцию к поясовому распределению, при котором главные максимумы расположены почти перпендикулярно к плоскости уплощенности. Основная концентрация осей [001] оливинов совпадает с направлением длинной оси ксенолита, в то время как оси [100] ориентированы параллельно средней оси ксенолита, располагаясь в плоскости уплощенности перпендикулярно короткой оси ксенолита. Главные максимумы осей [010] расположены параллельно направлению короткой оси ксенолитов.

В ксенолитах из Паннонского бассейна (см. рис. 4, В, Г, Д) отмечается уплощенность и линейность, выраженная в ориентировке хромшпинелидов. Положение линейности на диаграммах [100] обозначено черным треуголь-

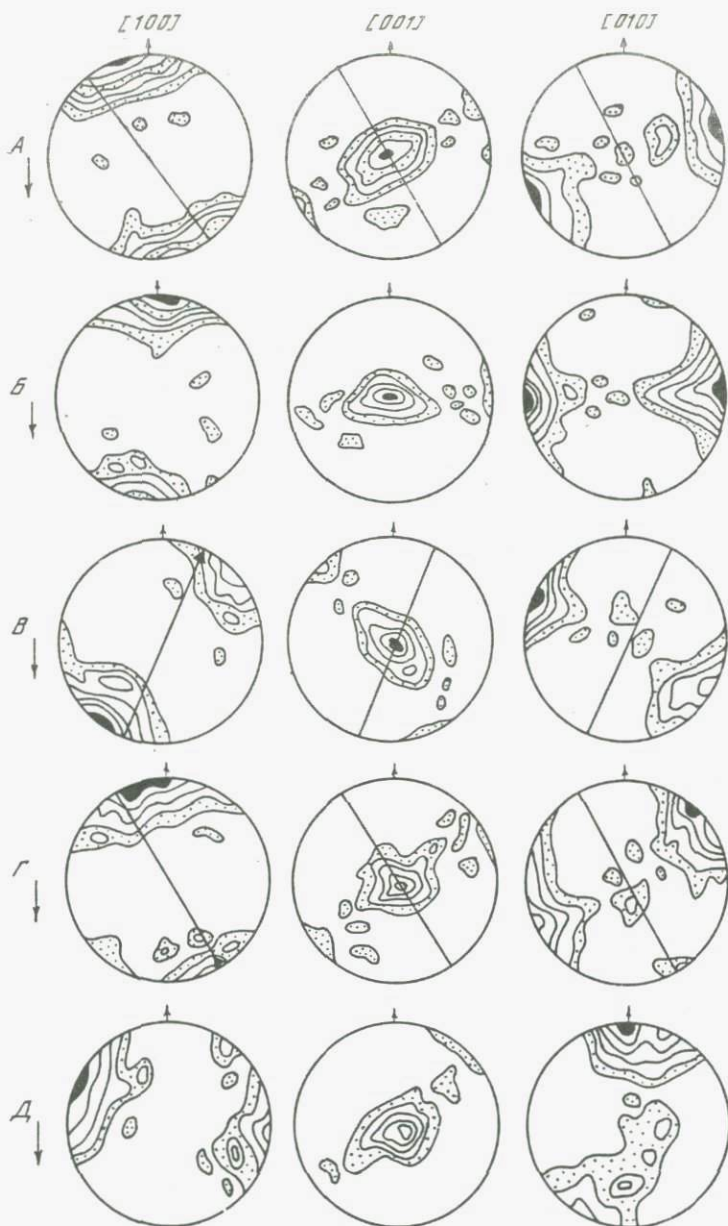


Рис. 4. Диаграммы ориентировки осей индикатрисы оливина

А - СН-25; Б - СН-26; В - V-10/1; Г - V-10/2; Д - V-5/1. Все диаграммы построены по 100 замерам на нижней полусфере сетки Г.П. Вульфа. На диаграммах [100], [001] и [010] изолинии проведены соответственно: А: 1-2-4-5-8, 1-2-3-6-7-15, 1-2-3-4-5-8%; Б: 1-2-3-4-5-9, 1-2-4-6-20, 1-2-4-6-8-9%; В: 1-2-3-4-5-8, 1-2-3-4-5-7, 1-2-3-5-6%; Г: 1-2-4-5-7-9-12, 1-2-3-4-6-8-15, 1-2-3-4-5%; Д: 1-2-4-6-7-12, 1-3-5-6-10-20, 1-2-4-5-7%.

Стрелки слева указывают ориентировку шлифа относительно формы ксенолита

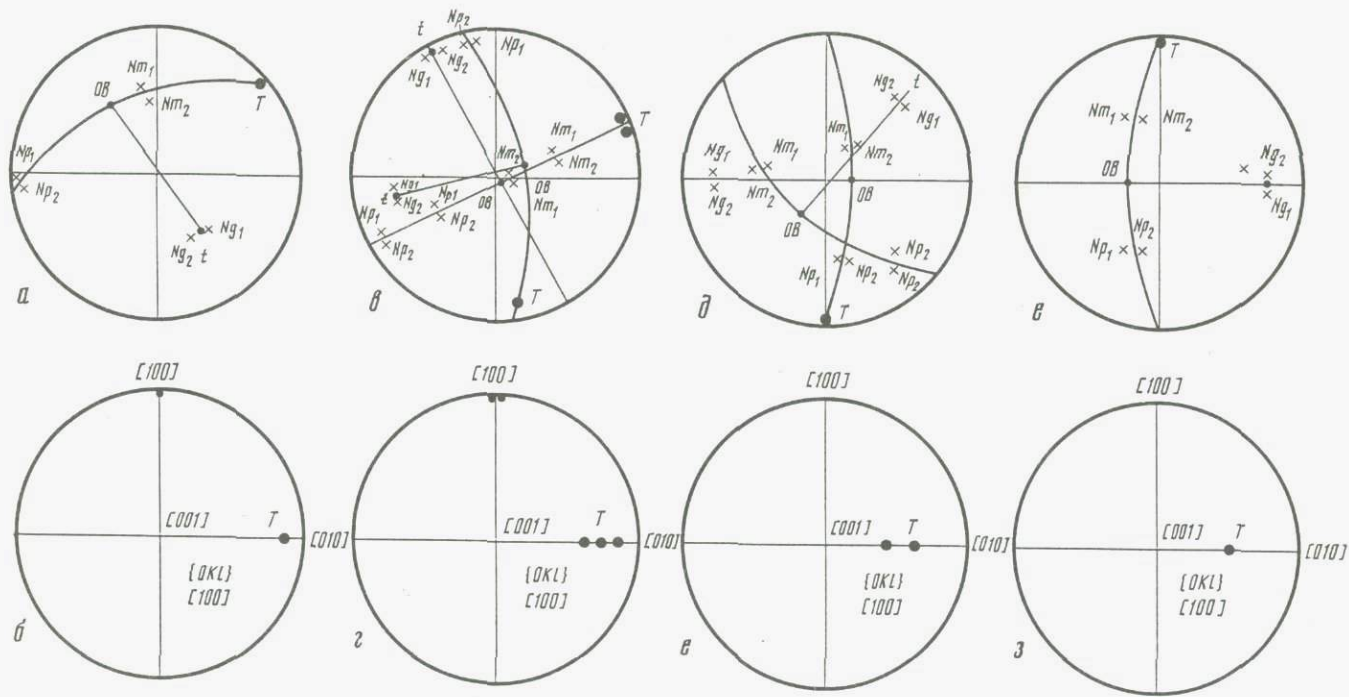


Рис. 5. Геометрический анализ полос излома
 а, б - СН-25; в, г - СН-26; д, е - V-5/1; ж, з - V-10/1

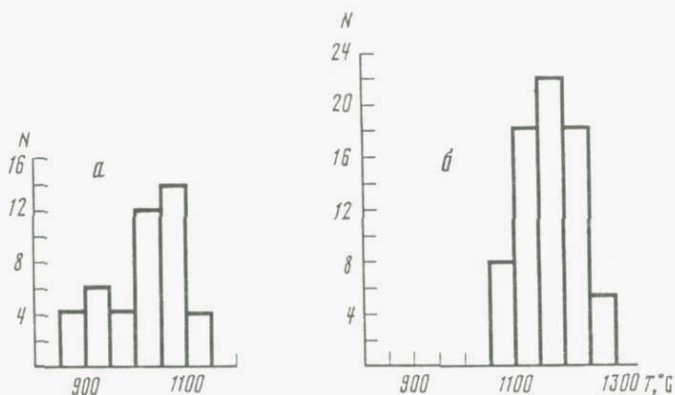


Рис. 6. Гистограммы температур, рассчитанных для равновесных сосуществующих пироксенов в ксенолитах

а – Паннонского бассейна; *б* – Богемского массива

ником. Оси [100] концентрируются близко к плоскости уплощенности, создавая два главных максимума, ориентированных под небольшим углом к линейности. Часть точек [100] формирует поля рассеивания вокруг главных максимумов, что объясняется ориентировкой необласт оливинов-2, образованных в ходе динамической рекристаллизации, а также особенностью построения диаграмм на сетке Г.П. Вульфа.

Оси [001] создают большедуговые пояса, расположенные нормально к плоскости уплощенности и лежащей в ней линейности. В то же время в узоре [001] выявляется главный максимум, лежащий в плоскости уплощенности и ориентированный параллельно длинной оси ксенолита. На диаграммах [010] наблюдается такая же тенденция к поясовому распределению точек с двумя главными максимумами, развитыми по периферии диаграммы перпендикулярно к линейности.

Во всех шлифах присутствуют полосы излома. Рис. 5 отражает результаты геометрического анализа полос излома, методика которого была дана Ж. Кристи и др. [10] и К. Рэли [16]. Во всех шлифах рядом с плоскостью границы полосы излома устанавливается выход осей [010] и [001]. Оси [100] лежат в плоскости скольжения, а их направление отражает направление скольжения. Анализ геометрии полос излома позволяет установить системы скольжения $\{0K1\}$ [100]. Согласно экспериментальным данным [16, 17], системы скольжения $\{0K1\}$ [100] в оливине становятся активными при температурах 900–1250°C. Эти данные хорошо согласуются с температурами, рассчитанными по составам равновесных моноклинных и ромбических пироксенов изученных ксенолитов (рис. 6). Из рис. 6 видно, что модальные значения температур равновесия для ксенолитов Паннонского бассейна составляют 1050°C, а для ксенолитов Богемского массива – 1150°C.

СВЯЗЬ ЭЛЕМЕНТОВ МИКРОСТРОЕНИЯ С ФОРМОЙ КСЕНОЛИТОВ

Уже при изучении ксенолита СН-1, который обладал хорошо выраженной эллипсоидной формой, было отмечено, что параллельно направлению его удлинения были ориентированы главные максимумы осей $[001]$ деформированных оливинов, создающие большедуговой пояс, нормальный к плоскости уплощенности. Такая же закономерность отмечается для ксенолитов СН-25, СН-26 и V-5/1, V-10/1, V-10/2. Микроструктурный анализ показал, что при большедуговом поясовом распределении оси $[010]$ стремятся расположиться перпендикулярно к плоскости уплощенности, в которой лежат оси $[100]$ и линейность хромшпинелидов. Оси $[001]$, образуя большедуговой пояс, отражают общую тенденцию к расположению главных максимумов в направлении удлинения ксенолита — ME (рис. 7). Направление сколь-

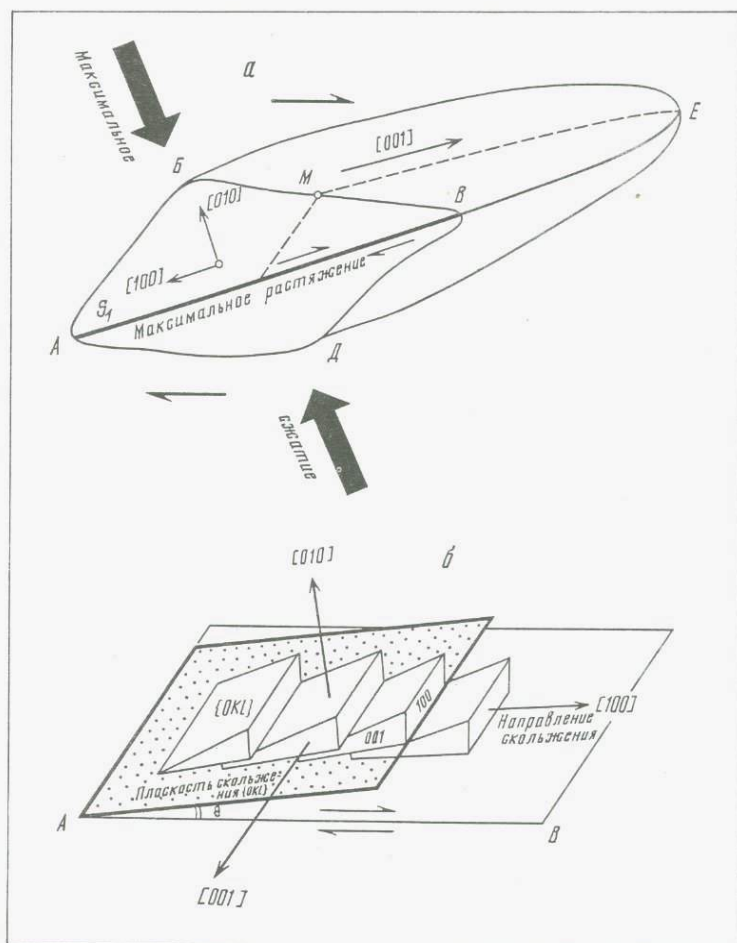


Рис. 7. Схема, иллюстрирующая взаимосвязь между внутренней структурой и формой ксенолитов

жения в оливинах [100], установленное с помощью анализа геометрии полог излома, на рис. 7, а соответствует линии АВ. Плоскостями активного скольжения являются плоскости семейства $\{OKI\}$, упрощенная модель скольжения по одной из которых, изображена на рис. 7, б. Чем меньшим значением будет характеризоваться угол θ , тем более совершенной может оказаться плоскостная текстура ксенолита, а значит, тем более вытянут может оказаться ксенолит в направлении АВ и более уплощенным в направлении БД (см. рис. 7, а). Именно с направлением БД совпадает ось максимального сжатия и главные максимумы ориентировки осей [010].

Системы скольжения с направлением скольжения [001] нами не были установлены, хотя в литературе описаны ориентировки оливинов из мантийных ксенолитов, которые сформировались путем внутрикристаллической трансляции по системе $\{110\}$ [001]. Но, к сожалению, в этих работах не описана взаимосвязь формы ксенолитов и его микроструктуры [7].

АЗИМУТАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ

Изучение времен запаздывания P -волн от удаленных землетрясений относительно стандартного годографа Джеффриса—Буллена, выполненное в последнее десятилетие рядом исследователей, выявило хорошо выраженную азимутальную сейсмическую анизотропию литосферы Центральной Европы [8, 11, 13]. На этой основе были выделены области различной скорости прохождения P -волн, положение которых оказалось закономерным образом ориентировано относительно главных элементов кайнозойской структуры Карпато-Балканского региона и прилегающих частей эпигерцинской платформы.

Как подчеркивали А. Дзевонски и Д. Андерсон [11, с. 3311–3312], "наиболее удивительной чертой является веерообразное распространение векторов увеличения скоростей продольных волн в сторону от Альпийского пояса для станций между меридианами 0° и 30° в.д.". Эти авторы указывают, что фронт быстрого распространения P -волн, перпендикулярно дуге Альпид, вероятно, отражает структурные неоднородности, которые распространяются в верхнюю мантию.

Дальнейшие исследования подтвердили заключение А. Дзевонски и Д. Андерсона. Оказалось, что область положительных отклонений (низкоскоростная мантия) характерна для Паннонского бассейна и имеет северо-восточную—юго-западную ориентировку, перпендикулярно которой располагается область отрицательных отклонений времен запаздывания (высокоскоростная мантия) — см. рис. 1. Для северо-восточного и северо-западного ограничения Богемского массива, т.е. для района Чешско-Силезской дуги, также отмечается существование низкоскоростной мантии.

В. Бабушка и др. [8] объясняют указанные неоднородности в верхней мантии Карпато-Балканского региона существованием древних областей субдукции литосферы, с которой связаны плотностные неоднородности. Не отрицая значения этого фактора, следует обратить внимание на простирающиеся зоны низких скоростей в верхней мантии Паннонского бассейна, которая в работах [8, 11] никак не объясняется.

Хорошо известно, что природа образования Паннонского бассейна — од-

на из главных дискуссионных проблем в современной геологической и геофизической литературе по Альпийскому поясу. Не вдаваясь в детали этой дискуссии, сошлемся на результаты последних комплексных исследований современной и новейшей геодинамики Центральной Европы [2, 14].

Формирование системы впадин Паннонского бассейна началось после полного прекращения горизонтальных движений литосферных блоков, в результате чего сформировалась Карпатская структурная петля в современных ее очертаниях (конец раннемиоценовой эпохи). Новый этап развития наступил в позднем миоцене, когда на обширной территории происходили излияния щелочных базальтоидов и интенсивно развивались прогибы в условиях растяжения литосферы. Широкое распространение листрических сбросов, развивавшихся одновременно с осадконакоплением и расчленяющих не только фундамент, но и нижние части земной коры вплоть до границы Мохоровичича, все это со всей очевидностью свидетельствует о процессах, которые по своей природе тождественны рифтогенезу. Поэтому было предложено рассматривать новейший и современный тектонический режим Паннонского бассейна как синорогенный рифтогенез [2, 14].

Развитие рифтогенного режима связано, как известно, с появлением аномально разогретого мантийного вещества. Под Паннонским бассейном аномальная мантия со скоростями волн P 7,5–7,7 км · с⁻¹ установлена на глубине 50–55 км, где, согласно данным по тепловым потокам, температура достигает 1150–1200°С [6].

Появление аномальной мантии может быть определено по времени резкой смены известково-щелочного типа вулканизма на щелочно-базальтовый, которое определяется в 10,5–11,5 млн. лет по возрасту наиболее древних базальтов, вмещающих ультраосновные ксенолиты. Именно с этого времени на обширной территории Центральной Европы устанавливается геодинамический режим, приводящий к деструкции континентальной литосферы: для Паннонского бассейна этот режим, как указывалось, относится к рифтовому типу, а для Богемского массива – к предрифтовому [2, 14].

Для нас особый интерес представляет тот факт, что ось растяжения литосферы в Паннонском бассейне ориентирована параллельно простиранию зоны низких скоростей, установленной по временам запаздывания волн P (см. рис. 1). Поскольку в типичных континентальных рифтах такой процесс обусловлен латеральным растеканием аномальной мантии, мы можем считать, что и под Паннонским бассейном аномальная мантия ведет себя аналогично. Детали этого процесса еще плохо изучены в силу того, что используются косвенные геофизические данные. Изучение мантийных ксенолитов в базальтах позволяет непосредственно изучать следы деформаций, протекавших в глубоких недрах Земли.

Каков характер глубинной тектоники? Единственным источником сведений о характере пластических деформаций, протекающих в мантии, являются ксенолиты ультраосновных пород, в которых запечатлены следы остаточных деформаций, осуществлявшихся в глубоких недрах Земли. В рамках наших задач наибольший интерес представляет изучение закономерностей ориентировки главных породообразующих минералов мантии, характера границ зерен, их размеров, выявление признаков внутрикристаллической трансляции, дислокационного скольжения и динамической рекристаллизации. Кроме того, представляет большой интерес изучение за-

кономерностей распределения зон частичного плавления, их места в деформационном процессе и вклада в анизотропию упругих свойств мантийных ксенолитов.

Обычно объяснение анизотропии литосферы связывается с хорошо известным фактом изменения упругих свойств относительно главных кристаллографических осей оливина [9, 20]. Однако, когда возникает вопрос о крупномасштабной анизотропии блоков литосферы размером около многих сотен—первых тысяч километров, мы неизбежно приходим к проблеме того механизма, который контролирует упорядоченное распределение оливина относительно главных элементов поверхностной структуры.

Исходя из данных экспериментальных исследований, мы предлагаем следующую модель (рис. 8). Процесс латерального растекания аномально разогретого вещества мантии происходит путем твердопластического течения частично подплавленной среды. Совершенно очевидно, что степень частичного плавления будет определять вязкость мантийного вещества, а следовательно, и скорость растекания ("разваливания") мантийного диапира [18]. Поскольку степень частичного плавления от подошвы до кровли диапира (при его мощности около 15–20 км) не постоянна, можно предполагать, что будет меняться и скорость горизонтального растекания вещества внутри диапира. Это приводит к появлению крупномасштабных зон пластического сдвига, вдоль которых и осуществляется разноградиентное твердопластическое течение мантийного материала.

Разномасштабность сдвигового течения порождает разные масштабы мантийного фрагментирования, в результате чего возникают блоки очень больших размеров. Согласно закону Стокса, при допустимых скоростях подъема расплава по трещинам максимальный размер ксенолитов не может быть больше 1–2 м. Это означает, что мы имеем дело только с самыми мелкими фрагментами делимости мантийного вещества, которое выносится в виде ксенолитов. Но эти мелкие фрагменты ксенолитов несут следы той же анизотропии, которой обладают и более крупные блоки, оставшиеся на месте. О том, что существует соподчиненность больших и малых фрагментов верхнемантийного вещества, можно судить по закономерностям распределения размеров как самих ксенолитов, так и необласт динамически рекристаллизованных зерен оливина, а также по распределению дислокационных субзерен в оливине.

Таким образом, в аномальной мантии возникает система параллельных сдвигов (см. рис. 8), геометрия которых предопределяет ориентировку касательных напряжений, а следовательно и плоскостей структурной анизотропии, под углом θ к плоскости сдвига (см. рис. 8). Чем меньше угол θ , тем более совершенной предпочтительной ориентировкой оливина по $[100]$ при активном скольжении по плоскостям семейства $\{0Kl\}$ будет обладать фрагментированное вещество мантии, в том числе и будущие ксенолиты. В условиях прогрессивной деформации любая из наиболее активных плоскостей семейства $\{0Kl\}$ отдельных оливинов стремится расположиться параллельно плоскостям сдвига, вдоль которых осуществляется крупномасштабное течение вещества в аномальной мантии. Конечный этап прогрессивной деформации выражается в совершенной предпочтительной ориентировке оливинов в условиях установившегося течения, когда $[100]$ и $[001]$ ле-

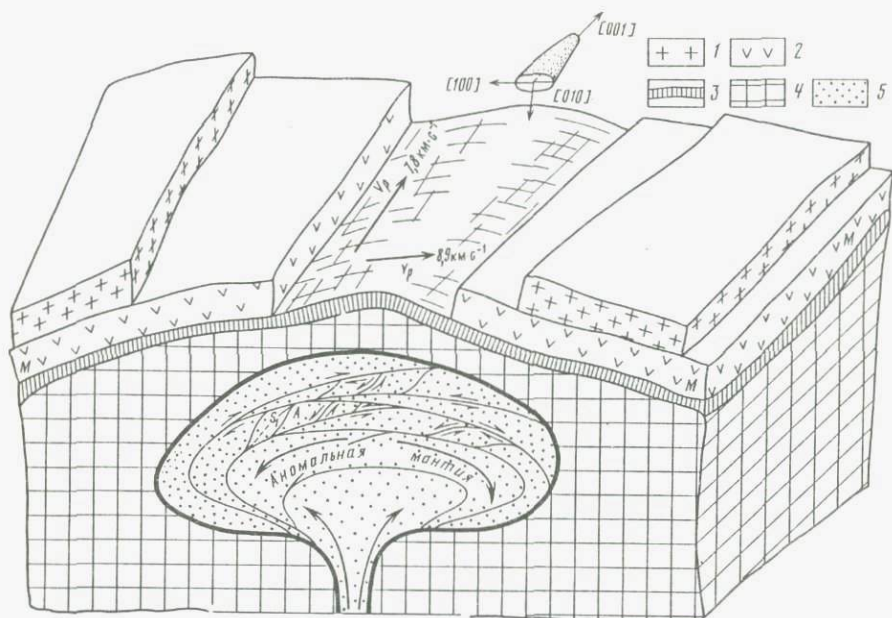


Рис. 8. Принципиальная схема направлений течения вещества в аномальной мантии
 1 – гранитный слой; 2 – базальтовый слой; 3 – граница МОХО; 4 – мантия с нормальными скоростями V_p ; 5 – аномальная мантия. Значения V_p даны для аномальной мантии по экспериментальным данным с поправкой на температуру без учета частичного плавления

лежат в плоскости уплощенности, а $[010]$ располагается перпендикулярно к ней (см. рис. 8).

Поскольку процесс формирования правильной геометрической формы ксенолитов происходит *in situ* [3], то необходимо обсудить вопрос о механизме фрагментации мантийного вещества в рамках рассматриваемой модели. Механизм фрагментации в условиях разноградиентного сдвигового течения хорошо известен [17, 19].

Изначально ромбоэдрические фрагменты верхнемантийного вещества в условиях крупномасштабного латерального течения, перемещаясь, подвергаются вращению. Это приводит к постепенной трансформации ромбовидных форм в эллипсоидные. Поскольку механизм фрагментации твердого вещества осуществляется в условиях частично подплавленной среды, то локализация мест разрыва сплошности, вероятно, будет предопределена областями концентрации пленок базальтового расплава. На рис. 9 дана модель такого процесса.

Таким образом, эта модель объясняет ориентированное движение крупных пластин вещества в линзе аномальной мантии и позволяет понять явление сейсмической анизотропии литосферы Паннонского бассейна, исходя из всего комплекса данных.

Как следует из рис. 9, длинная ось системы веретенообразных тел разного масштаба ориентирована параллельно оси растяжения Паннонского бассейна. Исследование ориентировок оливина в ксенолитах шпинелевых

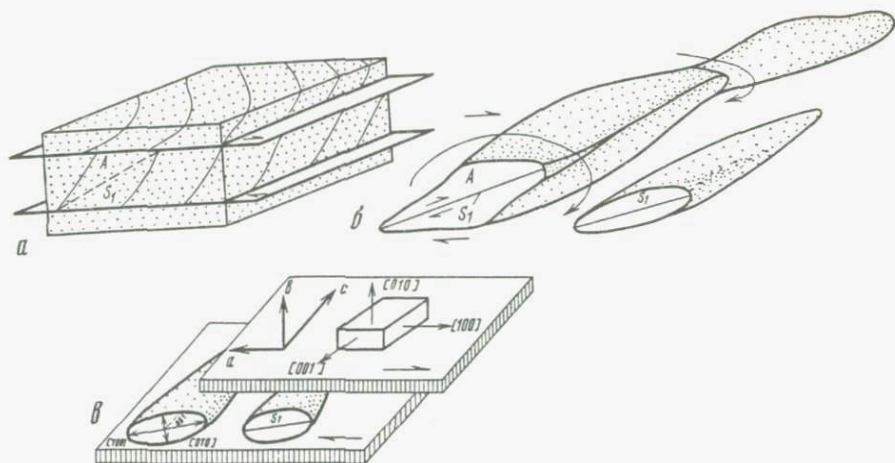


Рис. 9. Модель формирования структурной анизотропии литосферы как результат твердопластического течения в аномальной мантии

лерцолитов показало, что вдоль направления их длинной оси располагаются $[001]$ деформированных зерен оливинов. Именно вдоль $[001]$ (так же как и вдоль $[010]$) скорости упругих продольных волн характеризуются минимальными значениями. Максимальные значения скоростей волн P располагаются в перпендикулярном направлении, которое соответствует направлению течения внутри линзы аномальной мантии (см. рис. 9).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая модель позволяет объяснить, каким образом факт анизотропии упругих свойств отдельно взятых кристаллов оливина может быть использован для объяснения азимутальной сейсмической анизотропии крупномасштабных блоков континентальной литосферы.

Изучение модального состава ксенолитов показало, что площадная азимутальная сейсмическая анизотропия не может быть объяснена вариациями состава мантии. Часто такие вариации в составе отдельных удаленных друг от друга точек опробования мантии прекрываются вариациями в пределах одного образца.

Дополнительным фактором в создании сейсмической азимутальной анизотропии можно считать наличие зон частичного плавления, которые действительно могут объяснить вариации скоростей волн P . Но даже если привлекать только такой механизм, мы неизбежно должны предполагать их упорядоченное расположение в аномальной мантии. Как показали С. Малле и Д. Принцлау [15] существование зон частичного плавления и отжатие их в единую камеру невозможны без существования касательных напряжений. Исходя из того, что частичное плавление и твердопластическое течение мантийного материала являются следствием единого глубинного процесса, можно предполагать, что зоны частичного плавления должны еще сильнее подчеркивать анизотропию аномальной мантии, выявляемую сейсмическими методами.

Литература

1. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. 2-е изд., доп. и перераб. М.: Недра, 1987. 287 с.
2. *Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Калашикова И.В.* О природе современных и новейших движений земной коры Центральной Европы // Современная тектоническая активность литосферы и сейсмичность. М.: ГИН АН СССР. 1986. С. 4–6.
3. *Грачев А.Ф., Николайчик В.В., Трубицын В.П.* О природе правильной формы ультраосновных ксенолитов в базальтах и закономерностях их распределения по размерам // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 6. С. 1433–1435.
4. *Добржиницкая Л.Ф.* Существует ли полный разрез офиолитовой ассоциации в Северном Прибайкалье? // Геотектоника. 1982. № 5. С. 32–44.
5. *Добржиницкая Л.Ф., Марков М.С.* Природа меланократовых включений в архейских гранитоидах Балтийского щита (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 5. С. 1172–1177.
6. Тепловое поле Европы / Под ред. В. Чермака, Л. Рибакха. М.: Мир, 1982. 376 с.
7. *Фукс К.* Сейсмическая анизотропия и состав континентальной подкорковой литосферы // 27-й Международный геологический конгресс: Доклады. М., 1984. Т. 8. С. 43–52.
8. *Babuska V., Plomerova J., Sileny J.* Large-scale oriented structures in the subcrustal lithosphere of Central Europe // Ann. Geophys. 1984. Vol. 2. P. 649–662.
9. *Christensen N.L.* Elasticity of ultrabasic rocks // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71. P. 5921–5931.
10. *Christie J.M., Griggs D.T., Carter N.L.* Experimental evidence of basal slip in quartz // J. Geol. 1964. Vol. 72. P. 734–736.
11. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Travel times and station corrections for P waves at teleseismic distances // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 3295–3314.
12. *Hess H.H.* Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans // Nature. 1964. Vol. 203. P. 629–631.
13. *Hovland J., Husebye E.S.* Upper mantle heterogeneities beneath Eastern Europe // Tectonophysics. 1983. Vol. 90. P. 137–151.
14. *Magnitsky V.A., Grachev A.F., Kalashnikova I.V., Bronguleev V.V.* Recent crustal movements of the Carpathian-Balkan region and their relationship with neotectonic movements and geophysical fields // Proc. 5 th Intern. Symp. Geod. and Phys. Earth. Potsdam, 1985. Pt 3. P. 113–123.
15. *Malløe S., Printzlaw J.* Partial melting of spinel lherzolite // J. Petrol. 1979. Vol. 20. P. 727–741.
16. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.* Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273. P. 853–876.
17. *Raleigh C.B.* Mechanism of plastic deformation of olivine // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 5391–5406.
18. *Ramberg H.* Gravity, deformation and the Earth's crust: 2nd ed. L.: Acad. press, 1981. 452 p.
19. *Ramsay J.C., Graham R.H.* Strain variation in shear belts // Canad. J. Earth Sci. 1970. Vol. 7. P. 786–813.
20. *Verma R.K.* Elasticity of several high-density crystals // J. Geophys. Res. 1960. Vol. 65. P. 757–766.

Л.Ф. Добржинская

ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОЛИВИНА (ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ И МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ)

Оливин — один из наиболее распространенных минералов, слагающих глубинные горизонты литосферы. Об этом свидетельствуют мантийные ксенолиты, которые локализируются в трубках взрыва и выносятся на поверхность лавами щелочных базальтов. Широкое развитие оливина в мантийных перидотитах позволяет считать, что основной вклад в деформацию глубинных зон литосферы вносит его способность к пластическому течению. В связи с этим в различных лабораториях мира проводились экспериментальные исследования пластических деформаций оливина в различных диапазонах температур, давлений и скоростей деформации. К настоящему времени в литературе накоплены многочисленные данные о кинематической активности оливина, которая определяется в большей мере температурой и почти не зависит от давления и скорости деформации. В оливине было выявлено до 6 систем скольжения, смена и взаимодействие которых контролировались температурами 600–1400 °С, распространяясь почти до его субсолидусной границы.

Можно без преувеличения сказать, что эти экспериментальные данные произвели революцию в структурной петрологии. Несмотря на то что первые пластические деформации оливина были описаны Ф. Тернером еще в 1942 г. [32], до недавнего времени считалось, что оливин представляет собой кинематически пассивный минерал и обладает только одной системой скольжения — (010) [100]. Как правило, отмечались лишь хрупкие деформации оливина, связанные с процессами серпентинизации: грануляция периферических частей крупных исходных зерен оливина и отчленение их от зерна-хозяина перекрестно-сетчатыми зонками, заполненными серпентином. Довольно долгое время с точки зрения микроструктурного анализа оливин рассматривался как неперспективный минерал [3, 6].

Многочисленные теоретические и экспериментальные исследования механических свойств оливина открыли общие закономерности процессов течения мантийных пород в широком диапазоне температур, давлений и скоростей деформации, которые оказалось возможным экстраполировать на реальные геологические условия. Это расширило перспективы для дальнейшего более углубленного развития представлений о динамике движения литосферных плит, а также открыло новые возможности для интерпретации некоторых геофизических данных, касающихся проблем сейсмической анизотропии глубинных зон земной коры и мантии.

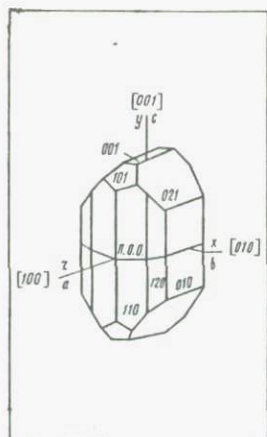
Кристаллография. Оливин ($Mg, Fe)_2(SiO_4)$ является представителем ортосиликатов; характеризуется ромбической симметрией (пространственная группа $Pbnm$). На рис. 1 представлена кристаллографическая форма форстерита по В.Е. Трегеру [5]. Основные кристаллографические элементы оливина: ось a [100], с которой совпадает ось индикатрисы

Рис. 1. Кристаллография оливина [5]
 П.О.О. — плоскость оптических осей

Ng ; ось b [010], ей соответствует ось индикатрисы Np ; ось c [001], с которой совпадает ось индикатрисы Nm . Параметры решетки оливина: a [100] = 4,76 Å, b [010] = 10,21 Å, c [001] = 5,99 Å свидетельствуют об очень больших значениях вектора Бюргерса в направлении [010].

Структура решетки оливина может быть рассмотрена как серия изолированных кремнекислородных тетраэдров, соединенных между собой металлическими катионами, которые обладают октаэдрической координацией [25]. Такой тип связи очень прочный и с трудом поддается каким-либо нарушениям.

Согласно правилу Франка, энергия деформации дислокаций прямо пропорциональна квадрату ее вектора Бюргерса [7, 8]. Это значит, что в кристаллах оливина наиболее благоприятными направлениями скольжения окажутся a [100] с межатомным расстоянием 4,76 Å и c [001] с расстоянием 5,99 Å, которым соответствуют самые короткие векторы Бюргерса. Исходя из кристаллографических особенностей этого минерала, можно полагать, что наиболее благоприятными для внутрикристаллического скольжения могут оказаться плоскости (100), (010) и {110}.



ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОЛИВИНА (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Механизм внутрикристаллической трансляции. Исследование механизмов пластической деформации оливина и его агрегатов проводилось во многих лабораториях мира экспериментальным путем в различных диапазонах температур, давлений и скоростей деформации. В результате этих экспериментов было обнаружено, что в искусственно деформированных образцах оливина возникают структуры, подобные тем, которые наблюдаются в природных оливинах, деформированных в определенных геологических обстановках.

Широкое применение просвечивающей электронной микроскопии, позволило детально изучить характер и морфологию дислокаций, контролирующую пластические деформации оливина и его агрегатов, и определить кристаллографические направления, к которым они приурочены.

Первые экспериментальные работы по воспроизведению пластических деформаций в оливине были осуществлены К. Рэли [28]. Он установил развитие полос излома, по замерам которых определил системы скольжения (100) [001]. При низких температурах 100–450 °С, давлениях, варьирующих от 3 до 20 кбар, и более медленных скоростях деформации (10^{-3} – 10^{-7} с $^{-1}$) Н. Картер и Х. Аве Лаллеман [14] также обнаружили в искусственно деформированном оливине системы скольжения (100) [001].

С повышением температуры до 800–900 °С в экспериментально деформированных оливинах отмечалась смена плоскостей скольжения, в то время как направление скольжения [001] оставалось прежним. Преобладающими становились системы {110} [001]. Кроме того, почти во всех экспериментах было отмечено второстепенное скольжение в направлении [100]. П. Фейки и др. [26] при температуре 800 °С в одном из экспериментально деформированных образцов оливина наблюдали совершенные дислокации системы (100) [010]. Необходимо отметить, что направление [010] соответствует наибольшему вектору Бюргерса $|b|$ (10,2 Å), в то время как направления [100] и [001] отвечают его наименьшим значениям (4,76 и 5,99 Å). Согласно правилу Франка, осуществление скольжения в кристаллической решетке оливина в направлении [010] оказывается маловероятным. Как будет показано далее, системы скольжения (100) [010] возникали также в ходе более высокотемпературных экспериментов, при $T = 1000$ °С, а {101} [010] — при $T = 1300$ °С, скорости деформации 10^{-5} с $^{-1}$ и давлении 3–20 кбар [34]. Объяснения этому отступлению от правила Франка, сформулированного для кристаллических решеток металлов, пока не дано.

Эксперименты, проведенные при более высоких температурах (от 800 до 1300 °С) при различных давлениях (5–20 кбар) показали, что в деформированном оливине более важным становится скольжение типа {0K1} в направлении [100]. Эти данные были получены как на образцах монокристаллов оливина [13, 26], так и на поликристаллических агрегатах [12, 16, 24].

Скольжение по системе {0K1} [100] К. Рэли сравнил с карандашевидным скольжением, которое было описано как "волнистое" некристаллографическое скольжение в направлении $\langle 111 \rangle$ в кристаллах железа еще в 1926 г. Ж. Тейлором и К. Илэмом [31]. К. Рэли [28] считал, что в зоне направления [100] любая плоскость, которой будет соответствовать максимальное напряжение сдвига, может быть плоскостью скольжения. Совокупность таких плоскостей и создает систему {0K1}. Работа Н. Картера и Х. Аве Лаллемана [14] поставила под сомнение представления К. Рэли о природе карандашевидного скольжения по {0K1}, как совокупности активных плоскостей сдвига в оливине. Эти авторы показали, что скольжение {0K1} [100] происходит по многочисленным дискретным кристаллографическим плоскостям зоны [100].

Р. Фейки и соавт. [26] предположили, что карандашевидное скольжение в оливине является результатом перекрестного скольжения по плотноупакованным кристаллографическим плоскостям призмы гексагональной кислородной решетки. Исследования распределения дислокаций и их морфология в кристаллах деформированного оливина в трансмиссионном электронном микроскопе подтвердили эти представления [26].

Таким образом было выяснено, что системы скольжения {0K1} [100], возникающие при высокотемпературных деформациях оливина, соответствуют плотноупакованным кристаллографическим плоскостям призмы гексагональной кислородной решетки: плоскостям призмы первого порядка {011} (010) {0 $\bar{1}$ 1} и плоскостям призмы второго порядка (001)

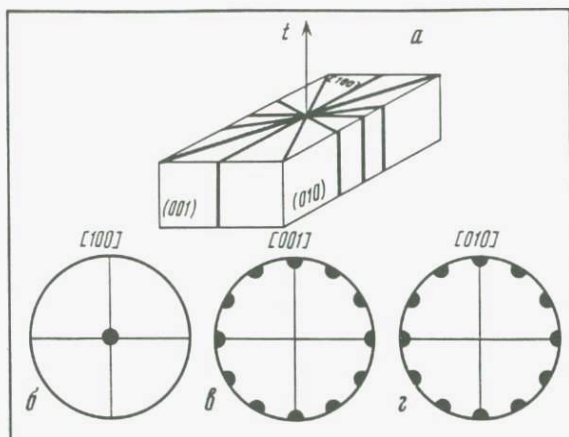


Рис. 2. Упрощенная модель кристалла оливина с системами скольжения $\{OKI\}$ $[100]$ (а), диаграммы (б-з) ориентировки полюсов плоскостей скольжения $\{OKI\}$

$\{031\}$ $\{0\bar{3}1\}$. На рис. 2 дана упрощенная схема скольжения $\{OKI\}$ $[100]$ оливина.

В ходе высокотемпературных деформаций в оливине образуются деформационные ламеллы, которые наблюдаются только в микроскопах с большой разрешающей способностью. Деформационные ламеллы представляют собой скопление краевых дислокаций, которые приурочены к плоскостям скольжения $\{OKI\}$. При самых высоких температурах, достигнутых в экспериментах ($1300-1400^\circ\text{C}$), деформационные ламеллы отмечаются очень редко [1, 25]. Возможно, это связано с уменьшением плотности дислокаций настолько, что они не могут дать оптического изображения плоскостей, к которым эти дислокации приурочены. Как показали многочисленные эксперименты, проведенные при самых высоких температурах [17, 18, 21], наибольший вклад в деформацию вносит процесс переползания дислокаций, в то время как внутрикристаллическое скольжение становится ограниченным.

Было также установлено [14, 17, 19, 23, 34], что при температурах выше 1200°C карандашевидное скольжение $\{OKI\}$ в направлении $[100]$ становится пассивным и стремится ограничиться только одной плоскостью (010). По данным А. Николая и соавт. [24] при осевом сжатии полизернистых агрегатов оливина более чем на 30% при $T = 1200-1300^\circ\text{C}$, давлении 13–15 кбар и скорости деформации 10^{-5}c^{-1} возникает сильная предпочтительная ориентировка за счет скольжения по системе (010) $[100]$.

В результате всех экспериментов, осуществляющихся в пределах от самых низких (100°C) до самых высоких ($1300-1400^\circ\text{C}$) температур и при скоростях деформаций не ниже 10^{-8}c^{-1} , кристаллы оливина или его агрегаты приобретали деформационные структуры, подобные тем, которые известны в природно-деформированных оливинах. Постоянно присутствовали полосы излома, волнистое погасание, возникали предпочтительные ориентировки оливина за счет внутрикристаллической трансляции по определенным системам скольжения.

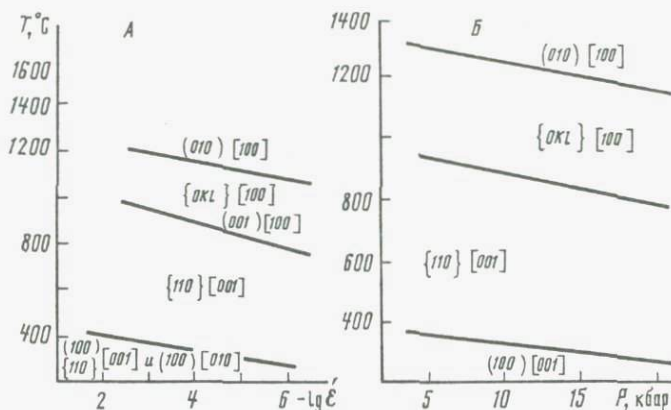


Рис. 3. Диаграммы смены систем скольжения Н. Картера и Х. Аве Лаллемана [14] в экспериментально деформированном оливине в зависимости от температуры, скорости деформации (А) и давления (Б)

Анализ многочисленных экспериментальных данных показал, что смена систем скольжения в оливине является функцией температуры и в незначительной степени зависит от скорости деформации. Роль давления в преобладании той или иной системы скольжения в пластически деформированном оливине также незначительна. Зависимость преобладания тех или иных систем скольжения от температуры и скорости деформации и давления изображена на рис. 3. Здесь (рис. 3, А) видно, что в интервале температур 200–450 °С при возрастании скоростей деформации от 10^{-6} до 10^{-2} с^{-1} преобладают системы скольжения (100) $\{110\}$ $[001]$. В интервале температур от 450 до 800–950 °С сохраняется система скольжения $\{110\}$ $[001]$. При дальнейшем возрастании температур и уменьшении скорости деформации постепенно более важным становится скольжение $\{OKI\}$ в направлении $[100]$. При самых высоких температурах, достигнутых в экспериментальных условиях, происходит постепенная смена системы $\{OKI\}$ на одну плоскость скольжения (010) , в то время как направление скольжения остается неизменным — $[100]$.

Преобладающие механизмы скольжения как функция давления отражены на рис. 3, Б. На диаграмме Н. Картера и Х. Аве Лаллемана [14] видно, что при небольших температурах (300–400 °С) и давлениях 5–15 кбар преимущественно развиваются системы скольжения (100) $[001]$. С возрастанием температуры до 900–950 °С и с уменьшением давления до 5–10 кбар преимущественное развитие получила система скольжения $\{110\}$ $[001]$.

Развитие ориентированных текстур в процессе внутрикристаллической трансляции. Экспериментальные работы А. Николая и др. [24] показали, что в условиях деформации при $T^\circ = 1250\text{--}1300$ °С, $P \approx 13\text{--}14$ кбар, $\dot{\epsilon} = 10^{-4}\text{--}10^{-3} \text{ с}^{-1}$ в образце синтетического дунита возникает предпочтительная ориентировка оливина, при которой $[010]$ располагается параллельно оси укорачивания, а $[100]$ и $[001]$ — в плоскости уплощенности минералов.

Эти авторы считают, что главным условием развития ориентировки оливина является большая деформация. В экспериментах А. Николя и соавт. [24] величина деформации изменялась от 20 до 58% при практически постоянных T , P и $\dot{\epsilon}$. Незначительные элементы предпочтительной ориентировки оливина начали вырисовываться при 44% деформации образца при $T = 1300^\circ\text{C}$, $P = 14$ кбар, $\dot{\epsilon} = 10^{-4}$ и 10^{-5}c^{-1} . При 58% деформации и тех же значениях T , P , $\dot{\epsilon}$ порфинокласты оливина обнаружили хорошую предпочтительную ориентировку.

Динамическая перекристаллизация и регенерация оливина. Динамическая перекристаллизация оливина особенно хорошо выявляется в экспериментально деформированных образцах при сжатии образца более чем на 40% в условиях высоких температур и низких скоростей деформации. Х. Аве Лаллеман и Н. Картер [11] провели многочисленные эксперименты по исследованию процессов динамической рекристаллизации оливина. Они показали, что динамическая перекристаллизация оливинсодержащих пород происходит почти так же, как у экспериментально деформированных кварцитов. Динамической перекристаллизации предшествует внутрикристаллическая трансляция. На границах крупных деформированных зерен оливина появляются эффекты напряженного состояния — блоки субзерен. Перекристаллизация начинается с краевых частей крупного зерна и постепенно распространяется в его центральную зону. При повышении температуры крупные зерна оливина оказывались полностью перекристаллизованными в мелкозернистые агрегаты, лишенные эффектов напряженного состояния, с плавными или неравномерными границами.

Х. Аве Лаллеман и Н. Картер [11, 14] показали, что в результате динамической перекристаллизации новые зерна оливина приобретают предпочтительную ориентировку, при которой $[010]$ расположена параллельно направлению укорачивания, а $[001]$ и $[100]$ создают поясовый узор, параллельный плоскости уплощения.

Как уже говорилось в предыдущем разделе, такие же предпочтительные ориентировки оливина были получены А. Николя и соавт. [24] при экспериментальной деформации образца синтетического дунита. В этом случае основной вклад в деформацию вносил механизм внутрикристаллической трансляции. Исследование природных образцов деформированных оливинсодержащих пород показывает, что, по-видимому, оба процесса способствуют созданию предпочтительных ориентировок. В настоящее время дискуссию вызывает лишь роль механизма внутрикристаллической трансляции и динамической перекристаллизации в создании ориентированных текстур в ходе пластического течения оливинсодержащих пород.

Многочисленные публикации посвящены описанию структур оливина, созданных в процессе динамической перекристаллизации и регенерации, которые изучались под электронным микроскопом [16, 21]. В краевых частях крупных деформированных зерен оливина наблюдались повышенные концентрации дислокационных петель, слияние винтовых дислокаций с краевыми, развитие стабилизированных дислокационных сеток. Динамическая перекристаллизация выражена в таких случаях в развитии новых кристаллов оливина, которые как бы наследуют структурные особенности исходных зерен.

Перекристаллизация и регенерация оливина в процессе отжига. К. Гетц и Д. Кельстедт [16] изучили процессы перекристаллизации и регенерации оливина на природных образцах, которые в лабораторных условиях подвергали отжигу сначала в течение 1 ч, а затем — 13 ч при температуре 1100 °С. Эти авторы показали, что во время отжига общая плотность дислокаций меняется незначительно; большой вклад в процесс перекристаллизации и регенерации вносит образование зерен с малоугловыми границами. В экспериментах при высокотемпературном отжиге [16] были установлены очень большие скорости регенерации оливина. После 1 ч отжига уже были заметны следы регенерации оливина, в то время как после 13 ч регенерация была интенсивной.

Х. Грин [1] показал, что в экспериментах по высокотемпературному отжигу образцов оливина (1300 °С), проведенных С. Рэдклифом и Х. Грином, также наблюдались явления перекристаллизации и регенерации. Но скорость регенерации в этом случае была более низкой, чем в экспериментах К. Гетца и Д. Кельстедта. Результаты этих экспериментов имеют очень большое значение для интерпретации структур оливина в ксенолитах мантийных перидотитов, которые, по-видимому, подвергаются регенерации во время переноса их горячей базальтовой магмой.

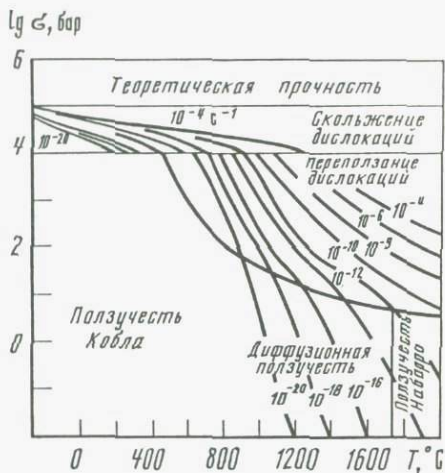
Карта пластичности оливина. Как показали многочисленные работы [12, 14, 28, 34 и др.] в зависимости от температуры, условий давления и скорости деформации твердопластическое течение оливина осуществляется под контролем различных механизмов. М.Ф. Эшби [10] составил карту механизмов деформации оливина, где в координатах напряжение (σ)—температура (T) для различных скоростей деформации показаны области преобладания того или иного механизма пластического течения. На рис. 4 представлена карта установившейся деформации для поликристаллического агрегата оливина (Fo_{85-95}) [30]. Диаметр зерен оливина 1 мм. Общее гидростатическое давление 10 кбар. Объем активации для диффузии 50 см³/моль.

Из карты видно, что при относительно низких температурах и небольших скоростях деформации ведущим механизмом является скольжение дислокаций. Конфигурации дислокаций при температуре 600 °С и скорости деформации $10^{-5} - 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ прямолинейны и строго параллельны направлениям с малыми индексами — [001], винтовая составляющая преобладает над краевой, что свидетельствует о более быстром перемещении краевых дислокационных петель по сравнению с винтовыми [26].

При промежуточных значениях температуры и скоростей деформации преобладает механизм переползания дислокаций. Процесс переползания дислокаций характеризуется развитием геликоидальных дислокаций, дислокационных петель и сеток, искривлением линейных дислокаций. Винтовые и краевые дислокации распределяются равномерно благодаря близости их скоростей перемещения. Согласно теоретическим моделям, описывающим процессы установившегося твердопластического течения [30, 35], скольжение и переползание дислокаций являются единым процессом, известным под названием дислокационной ползучести (дислокационного крипа).

При высоких температурах, близких к условиям плавления оливина, и быстрых деформациях в оливинсодержащих породах преобладает ме-

Рис. 4. Карта пластичности оливина [10]



Эти два типа ползучести представляют собой звенья единого процесса высокотемпературного пластического течения, известного под названием "диффузионный крип". Граница между диффузионным крипом и дислокационным крипом на рис. 4 обозначена пунктирной линией. Области преобладания того или иного механизма ползучести не имеют четких границ, так как на характер ползучести оказывают влияние такие характеристики породы, как размер зерен и присутствие водной фазы.

В природно-деформированных оливинсодержащих породах — альпинотипных перидотитах и ксенолитах мантийных перидотитов — широко проявлены процессы дислокационной ползучести. Теоретическая модель установившегося пластического течения [35] предполагает, что дислокационная ползучесть, выявленная при высокотемпературных экспериментах ($> 1000^\circ\text{C}$) оливина, преобладает в верхней мантии.

Закон установившегося течения обычно выражается общеизвестным уравнением Арениуса:

$$\dot{\epsilon} = A \exp(-Q_c/RT) \cdot \sigma^n,$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации при равновесном крипе; A — константа материала, слегка чувствительная к температуре; Q_c — энергия активации; σ — разность напряжений ($\sigma_1 - \sigma_3$); n — экспонента стресса; R — газовая постоянная; T — температура, К.

По данным экспериментов Р. Поста [27], проведенных при ограниченном давлении — 15 кбар на "сухих" образцах, уравнение течения приобретает вид

$$\dot{\epsilon} \approx 4,3 \cdot 10^8 \exp\left(-\frac{126}{RT \cdot 10^{-3}}\right) \sigma^{3,0}.$$

Для "мокрых" образцов (0,3 мас.% H_2O в серпентине) Н. Картер и Х. Аве Лаллеман [14] предложили следующий вид уравнения течения:

$$\dot{\epsilon} \approx 5,1 \cdot 10^9 \exp\left(-\frac{111}{RT \cdot 10^{-3}}\right) \sigma^{3,3}.$$

Энергия активации (Q_c) для уравнения Поста составляет 121,2 ккал/моль, для уравнения Картера–Аве Лаллемана – 106,2 ккал/моль. Общий вид уравнения течения может иметь вид [29]

$$\dot{\epsilon} = A \exp\left(-\frac{Q_c + 13,4 \cdot 2,39 \cdot 10^{-2} \cdot P}{RT \cdot 10^{-3}}\right)^n \cdot \sigma^n = A \exp\left(-\frac{Q_c + 0,32 \cdot P}{RT \cdot 10^{-3}}\right)^n \cdot \sigma^n,$$

где значения констант для "сухих" образцов $Q_c = 121,2$ ккал/моль, $A = 4,3 \cdot 10^8$, $n = 3$; для "мокрых" – $Q_c = 106,2$ ккал/моль, $A = 5,1 \cdot 10^9$, $n = 3,3$.

Чтобы экстраполировать эти данные на медленно протекающие тектонические деформации, необходимо быть уверенным, что ход природных процессов сопоставим с экспериментальными данными. Прежде всего для этого необходим анализ качественного подобия микроструктур природных и экспериментальных деформированных образцов и выяснение механизмов деформации в природных объектах.

Оценка величины напряжения σ , т.е. палеостресса, была предложена Д. Кельстедтом и К. Гетцем [21] как функция плотности свободных дислокаций в деформированном в условиях высокотемпературной ползучести оливине: $\sigma = c \mu b \rho^{1/2}$, где μ – модуль сдвига; b – средняя величина векторов Бюргерса; c – константа, равная приблизительно 1; ρ – плотность свободных дислокаций.

СТРУКТУРЫ ПРИРОДНО-ДЕФОРМИРОВАННОГО ОЛИВИНА

Волнистое погасание, полосы излома. Оливины из альпинотипных ультрабазитов и ксенолитов мантийных перидотитов имеют весьма сложную структуру и предпочтительные ориентировки, которые они приобрели в месте своего первоначального нахождения – в верхней мантии.

С помощью оптического микроскопа обычно хорошо наблюдаются волнистое погасание и полосы излома. Волнистое погасание представляет собой области искривления кристаллической решетки минерала и классифицируется как результат низкотемпературных деформаций оливинсодержащих пород [25]. Такой процесс может быть сопоставлен с известным в металлургии процессом "холодной обработки".

Полосы излома в оливине формируются в ходе пластического течения в интервале умеренных и высоких температур. На рис. 5 (см. вклейку) приведены фотографии шлифов, на которых хорошо видны полосы излома в оливине. Геометрия полос излома изображена на рис. 6. Излом осуществляется благодаря простому сдвигу одних частей кристаллической решетки минерала по отношению к другим. Сдвиг осуществляется в направлении, перпендикулярном к оси излома. Иными словами, границы полос излома располагаются перпендикулярно к направлению скольжения. Полосы излома содержат участки искривленной решетки, заключающие две зоны противоположно направленной кривизны, поэтому в оптическом микроскопе они видны как зоны контрастного погасания, углы разориентировки которых варьируют от 1 до 10°.

Часто повторяющиеся полосы излома внутри кристалла могут играть роль дополнительных систем скольжения. Для такого минерала, как оли-

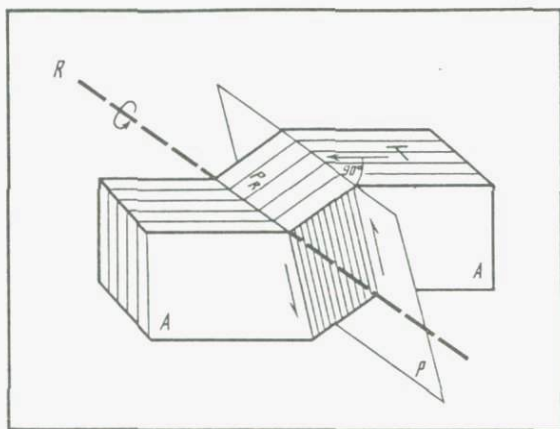


Рис. 6. Геометрические соотношения в кристаллической решетке оливина при образовании полос излома

R – ось вращения; P_R – плоскость вращения; T – направление скольжения (указано стрелкой); P – плоскость границы полосы излома; A – исходная недеформированная часть кристалла

вин, обладающего незначительным числом систем скольжения, полосы излома являются дополнительными системами скольжения, которые повышают его пластические свойства. Из металлургии известно, что при невысоких температурах формируются преимущественно узкие полосы излома, в то время как при высоких температурах они становятся более широкими и обладают большими углами разворота решетки [8]. Существует ли такая зависимость в природных оливинах, пока не ясно.

Полосы излома хорошо видны в оптическом микроскопе как удлиненные резкоочерченные полосы разного погасания (см. рис. 5), расположенные в пределах одного зерна. Эти полосы разного погасания симметричны относительно плоскости границы полосы излома. Геометрия полос излома может быть использована для выявления систем скольжения, т.е. плоскостей и направлений кристалла, по которым происходит внутрискристаллическая трансляция.

Методы определения систем скольжения с помощью анализа полос излома были разработаны Ж. Кристи и др. [15] и К. Рели [28]. Их суть состоит в следующем. Из геометрии полос излома следует, что направление скольжения располагается перпендикулярно к границе полосы излома (см. рис. 6). Исходя из этого, плоскость скольжения ($\Pi_{ск}$) определяется как плоскость, в которой будут располагаться линия направления скольжения (T) и ось вращения (OB). Метод базируется на определении осей индикатрисы оливина в каждой полосе излома и нахождения путем графических построений оси вращения, направления скольжения и плоскости скольжения. Определение систем скольжения по полосам излома производится на Федоровском столике. Традиционным методом производится замер линии границы полосы излома. Затем отдельно в каждой зоне полосы излома определяется выход осей индикатрисы, которые наносятся на стереографическую проекцию (рис. 7, б). Обычно

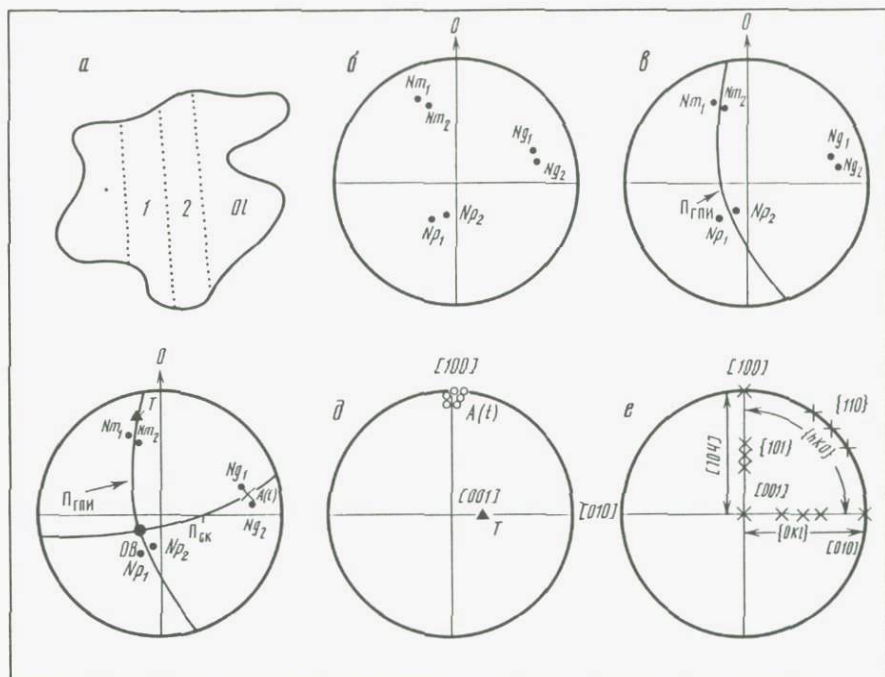


Рис. 7. Геометрический анализ полос излома

работают с одной структурой излома, производя замеры в двух соседних зонах (рис. 7, а). После осуществления этих операций на стереографической проекции окажутся шесть точек, соответствующих осям индикатрисы, расположенных попарно (см. рис. 7, б).

Теперь необходимо определить положение плоскости границы полосы излома ($\Pi_{г.п.и}$), так как измеренная ранее линия границы полосы излома не дает нам представления об угле падения этой плоскости и отражает лишь линию пересечения $\Pi_{г.п.и}$ с поверхностью шлифа. Для этого нам необходимо определить, какие две пары осей индикатрисы из трех ближе всего располагаются к границе полосы излома. При этом мы руководствуемся данными по ориентировке границы полосы излома. Допустим, что к границе полосы излома ближе всего лежат точки Nm_1, Nm_2 и Np_1, Np_2 . Тогда через точки Nm_1, Nm_2 и Np_1, Np_2 проводим биссекторную плоскость, которая и будет плоскостью границы полосы излома (рис. 7, в).

Теперь необходимо найти ОВ. Согласно определению, она должна являться линией пересечения плоскости скольжения и плоскости границы полосы излома, которые имеют взаимно перпендикулярное положение. Исходя из этого, находим плоскость скольжения ($\Pi_{ск}$), которая должна быть плоскостью нормальной к $\Pi_{г.п.и}$. и в то же время в ней должна лежать третья ось индикатрисы, наиболее удаленная от границы полосы излома (в нашем примере этой осью являются Ng_1, Ng_2). Находим затем полюс плоскости границы излома (А) и проводим линию

проекция точки А на плоскость $\Pi_{г.п.и.}$; в месте их пересечения будет находиться ось вращения (рис. 7, з).

В общем виде суть методики определения систем скольжения состоит в определении на Федоровском столике ориентировки границы полосы излома и кристаллографических осей (осей индикатрисы) в каждой полоске, а затем в определении осей вращения, которые обычно лежат в плоскости, делящей пополам угол между двумя идентичными осями индикатрисы, расположенными в свою очередь в плоскости границ полос излома (см. рис. 7). Линиями скольжения при этом являются кристаллографические направления, совпадающие с полюсом границы полос излома или симметрично наклоненные к нему под небольшим углом. На рис. 7, д, ж показаны диаграммы установления индекса систем скольжения.

МЕТОД СИНОПТИЧЕСКИХ ДИАГРАММ

Кроме метода определения систем скольжения по геометрии полос излома, предложенных Ж. Кристи с соавт. [15] и К. Рэли [28], мы предлагаем методику оценки систем скольжения в оливине по характеру петроструктурного узора осей индикатрис. Естественно, что эта методика имеет ряд слабых сторон и не такая совершенная, как вышеупомянутая, но она может быть использована в ряде случаев как предварительная оценка систем скольжения. Она применима в случае отсутствия в шлифе структур полос излома, а также как предварительная оценка, предшествующая анализу геометрии полос излома.

Принцип определения систем скольжения с помощью петроструктурных узоров состоит в сравнительном анализе реальных микроструктурных узоров ориентировки осей индикатрис оливина с теоретически возможными узорами, которые можно вывести исходя из кристаллографии этого минерала.

Метод синоптических диаграмм не является новинкой. В практике микроструктурного анализа он довольно обычен. Сравнительным анализом диаграмм при исследовании ориентировок *c*-осей кварца пользовались Х.В. Ферберн [6], Н.А. Елисеев [3] и вслед за ними многие другие исследователи. С.А. Щербаков [9] использовал этот метод для интерпретации систем скольжения в оливине.

На рис. 8 представлены синоптические диаграммы оливина, составленные автором совместно с И.К. Кацура. На рис. 8, А сведены теоретически возможные варианты ориентировок осей индикатрисы оливина, которые возникают в ходе внутрикристаллической трансляции при различных температурах. На рис. 8, Б даны синоптические узоры распределения осей индикатрисы, возникновение которых возможно при синтетической перекристаллизации оливинов.

Совершенно очевидно, что узоры ориентировки осей индикатрисы оливинов, деформированных в геологических условиях, будут обнаруживать гораздо более сложный рисунок, чем синоптические диаграммы. Как уже мы показали в обзоре экспериментальных данных, механизм внутрикристаллической трансляции в оливине сменяется динамической рекристаллизацией или эти два механизма проявлены одновременно.

a

	$N_g [100]$ $N_m [001]$ $N_p [010]$		
$t = [100]$ $P = (010)$			$t = Ng \parallel L$ $1300 - 1600^\circ$
$t = [100]$ $P = (0K1)$			$t = Ng \parallel L$ $900 - 1300^\circ$
$t = [001]$ $P = \{110\}$ (100)			$t = Nm \parallel L$ $600 - 900^\circ$
$t = [010]$ $P = (100)$			$950 - 1000^\circ$
$t = [010]$ $P = [101]$			$t = Np \parallel L$ 1300°

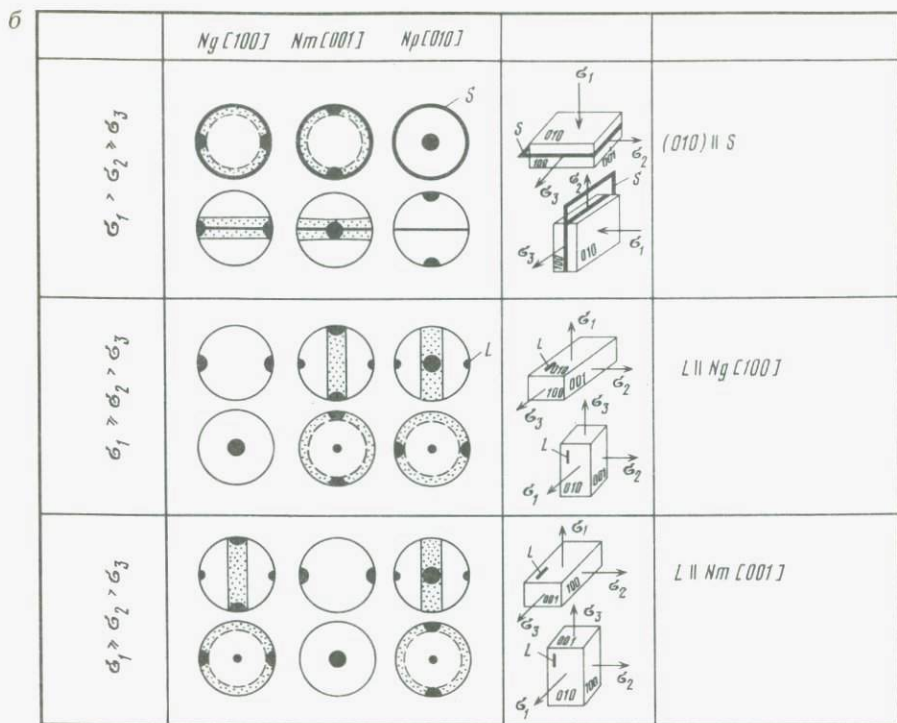


Рис. 8. Синоптические диаграммы петроструктурных узоров оливина, деформированного путем внутрикристаллической трансляции (а) и динамической перекристаллизации (б)

Исследование природных образцов показывает, что в одном шлифе часто присутствуют зерна, деформированные путем трансляции и динамической перекристаллизации (рис. 9). На рис. 9 видно, что в шлифе присутствуют две генерации зерен оливина различной морфологии. Крупные зерна оливина-1 содержат полосы излома; границы зерен искривлены, иногда характеризуются ступенчатыми контурами, которые сочетаются с плавными "врезами" и "выступами". Эти зерна имеют хорошую предпочтительную ориентировку кристаллографических осей $[100]$, что видно из карты деформаций на рис. 10, а. Мелкие зерна оливина-2 имеют полигональную форму, в них отсутствуют полосы излома. Кристаллографические оси оливина-2 имеют рассеянную ориентировку. Это хорошо видно из диаграммы на рис. 10, б, где $[100]$ оливина-2 дает поле рассеивания вокруг компактно распределенных точек $[100]$ оливина-1. Суммарный петроструктурный узор оливинов в этом случае будет очень сложным и вряд ли может быть интерпретирован с помощью синоптических диаграмм. Но в тех случаях, когда в шлифе хорошо распознается какой-нибудь преобладающий механизм деформации, а другие механизмы, приводящие к изменению ориентировки решетки оливина, выражены незначительно, метод синоптических диаграмм дает хорошие результаты.

Мы проводили контроль результатов метода синоптических диаграмм

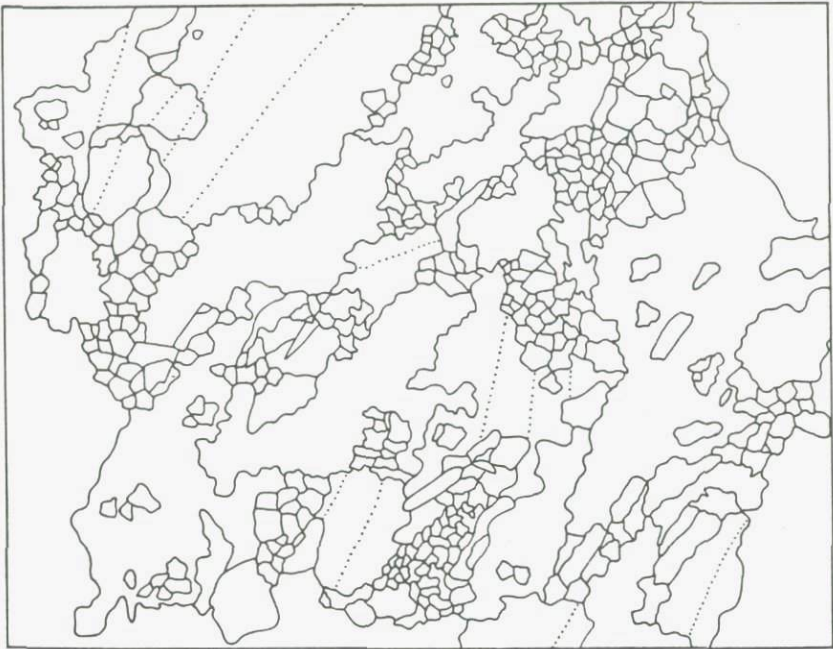


Рис. 9. Соотношения и характер границ зерен оливина I и оливина II в дунитах Парамырского массива (Восточная Сибирь)

Рисунок по фотографии шлифа. Увел. 20. Ряды точек — границы полос излома

путем определения систем скольжения по геометрии структур полос излома. При хорошей статистике (измеряется не менее 120 зерен оливина) получаются компактные максимумы, и характер распределения узоров осей индикатрис деформированных оливинов хорошо сопоставим с таковыми на синоптических диаграммах. На рис. 10 (г-е) даны диаграммы оливина из дунитов массива горы Красной (Корякское нагорье, Чукотка). По характеру узора они сопоставимы с синоптическими диаграммами (рис. 10, ж-и), соответствующих системе скольжения $\{0K1\} [100]$. На рис. 10, в расположена диаграмма геометрии полос излома. Распределение полюсов плоскости скольжения указывает систему трансляции $\{0K1\} [100]$.

Использование синоптических диаграмм имеет много ограничений. Одним из важных является также присутствие в оливинсодержащих породах неоднократных деформаций, которые особенно характерны для мантийных перидотитов докембрия. В этом случае узор, соответствующий ориентировкам позднего этапа, будет как бы напечатываться на предыдущий, создавая очень сложную картину распределения осей индикатрисы оливина. Для интерпретации диаграмм, отражающих многоэтапные деформации оливинов, главным окажется метод определения систем скольжения путем анализа геометрии полос излома. Кроме того, можно построить отдельные диаграммы для зерен разной генерации.

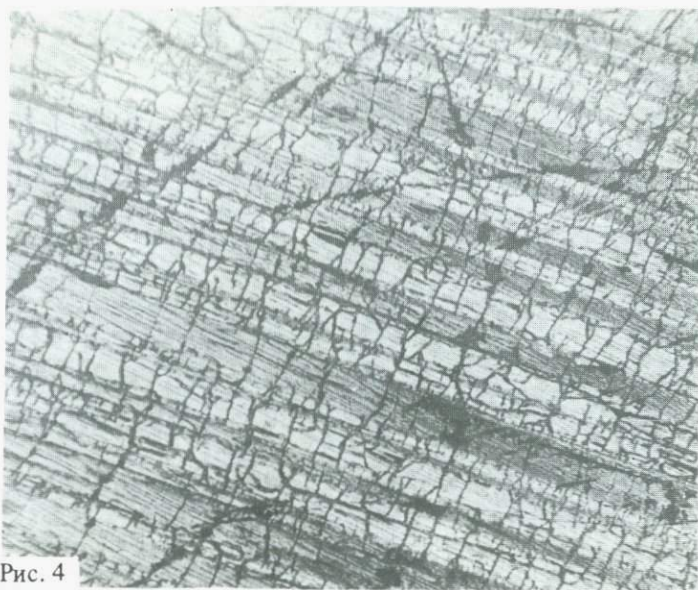


Рис. 4

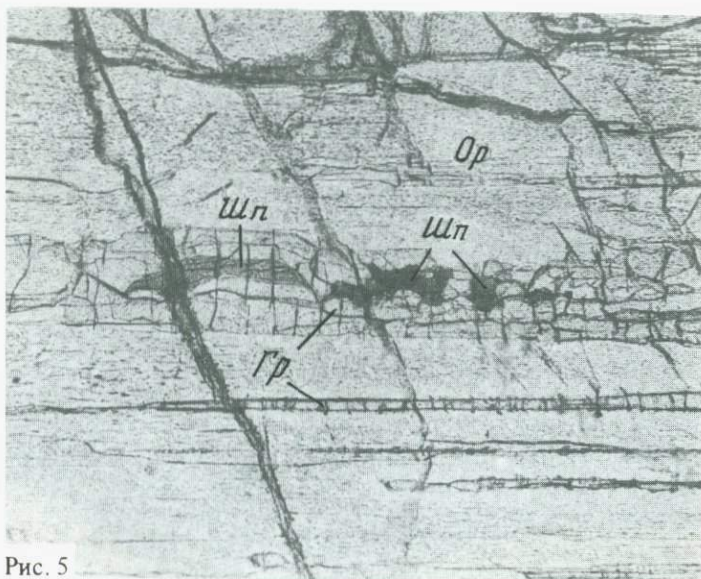


Рис. 5

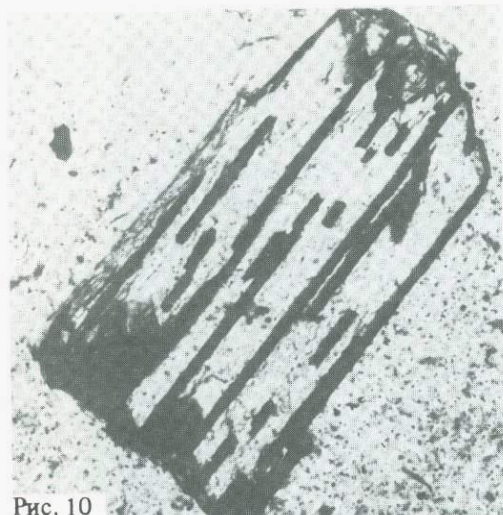


Рис. 10

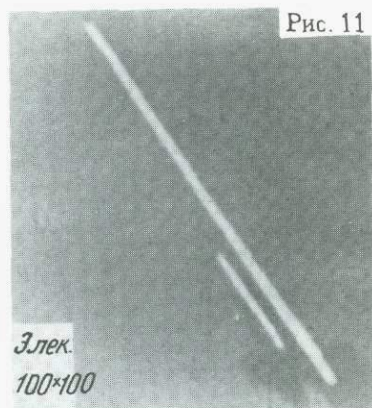


Рис. 11

Элек.
100×100

К ст. Е.В. Шаркова, И.С. Пухтеля

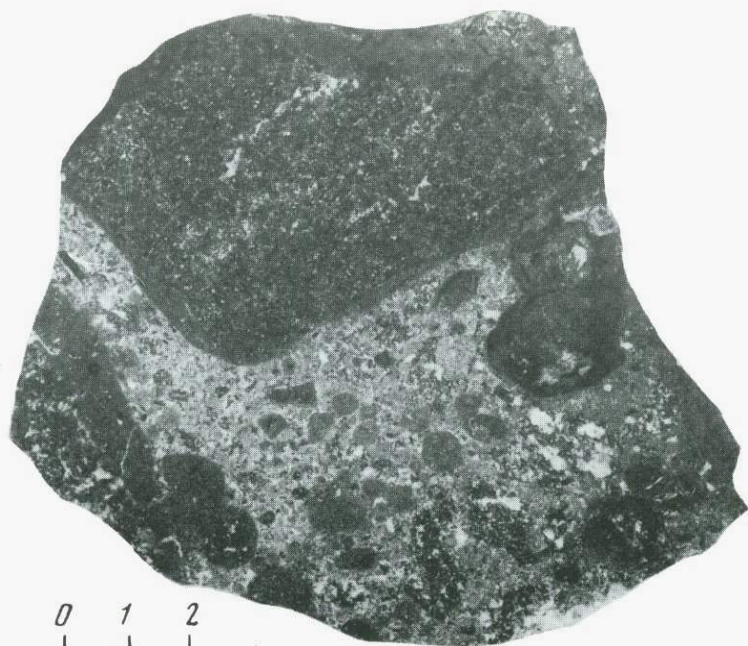


Рис. 2

0 1 2

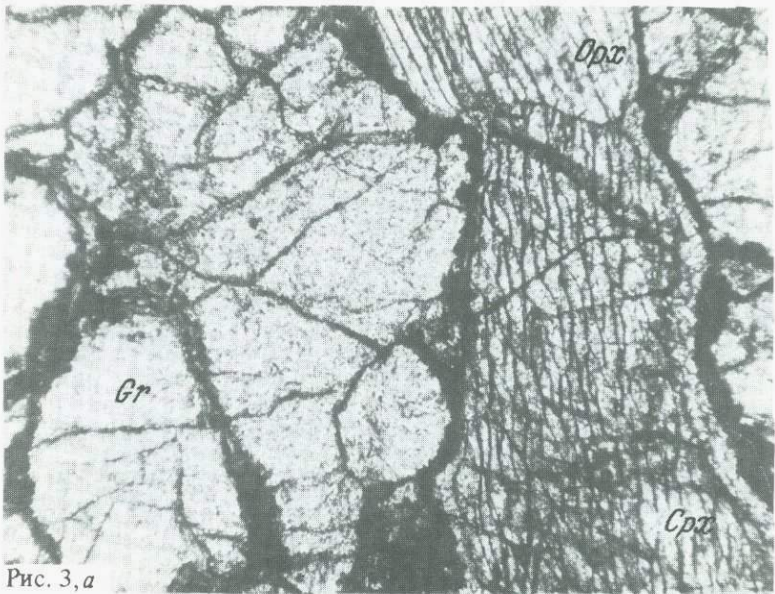


Рис. 3, а

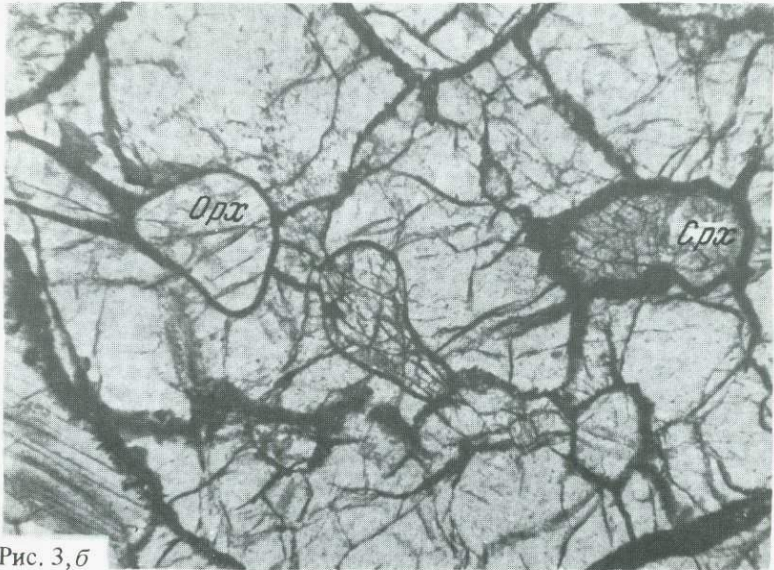


Рис. 3, б

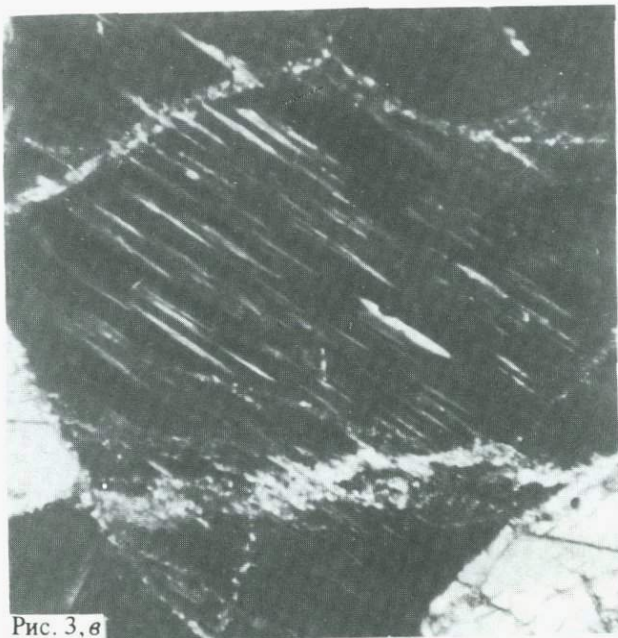


Рис. 3, в

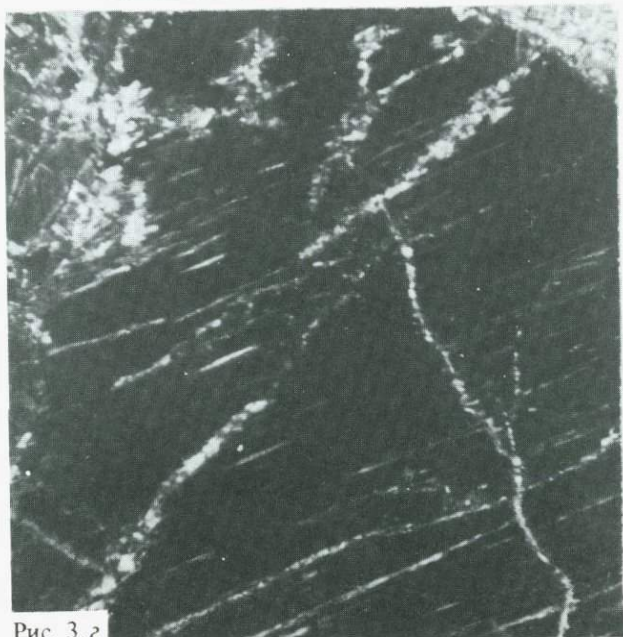


Рис. 3, г

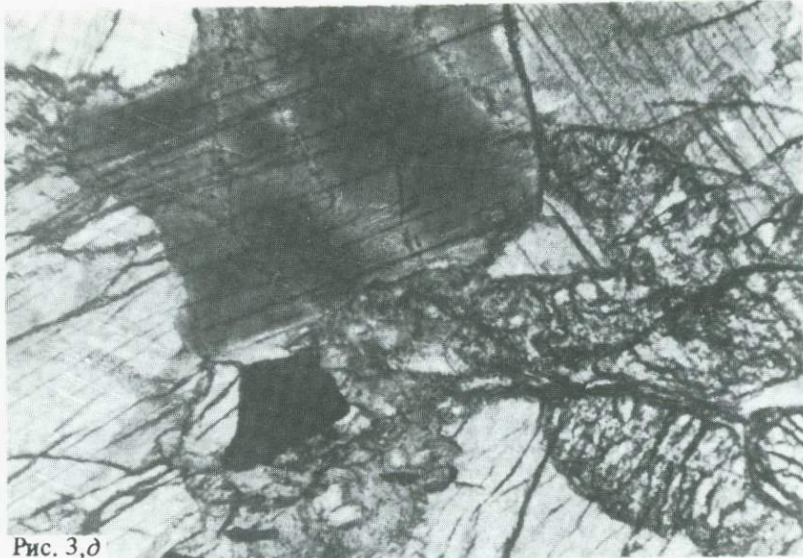


Рис. 3, д

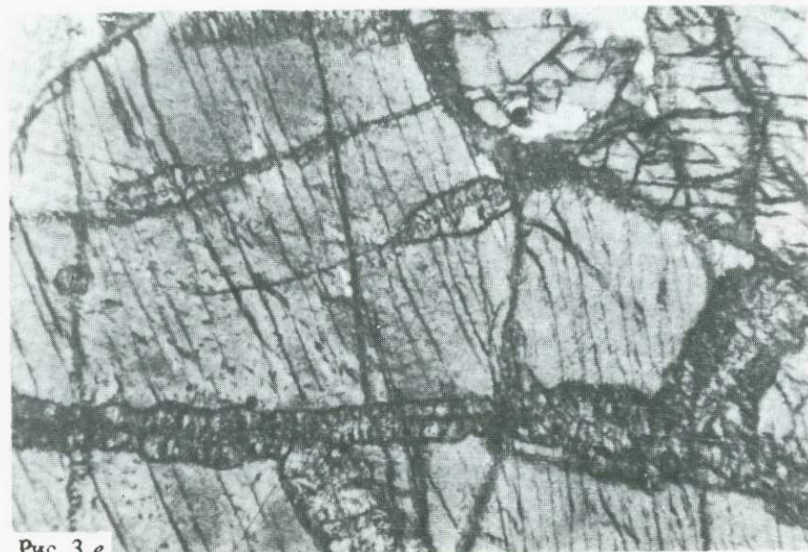


Рис. 3, е

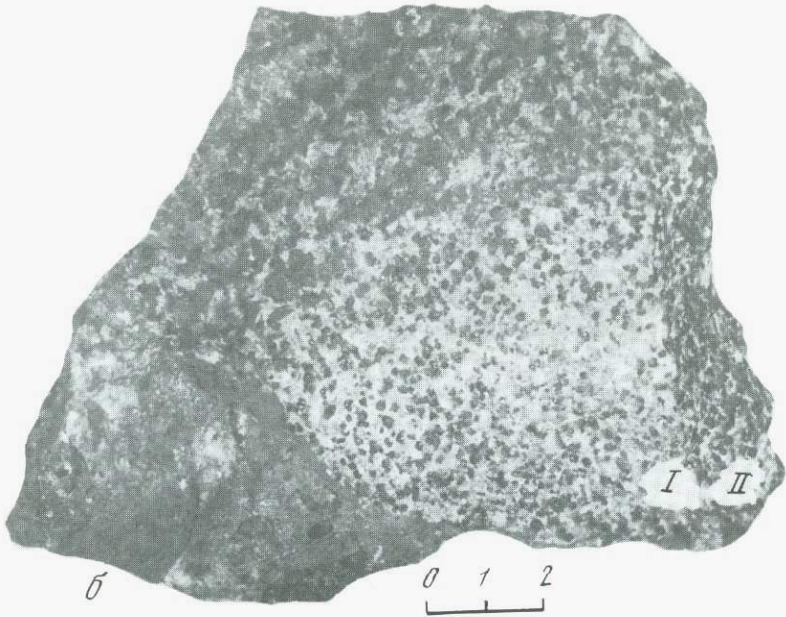
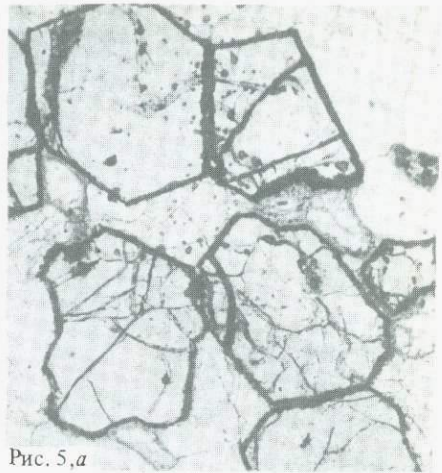


Рис. 5, б

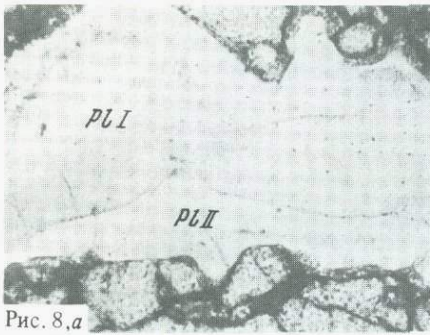


Рис. 8, а

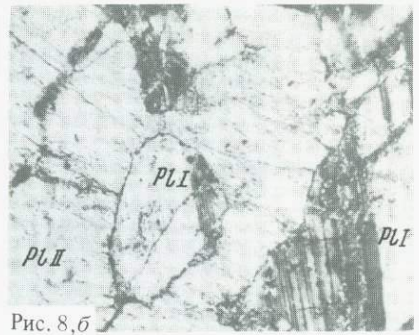


Рис. 8, б

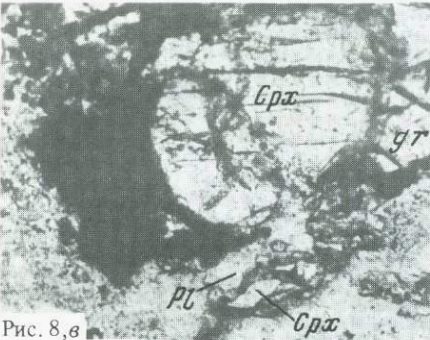


Рис. 8, в

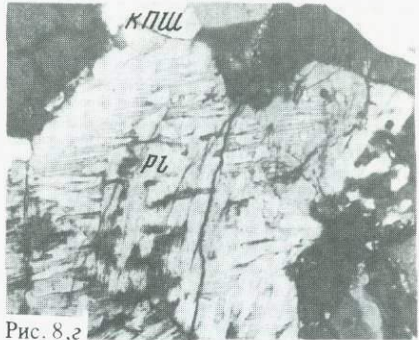


Рис. 8, г

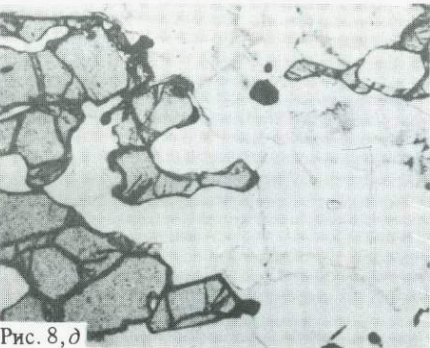


Рис. 8, д

К ст. Е.В. Шаркова, И.С. Пухтеля

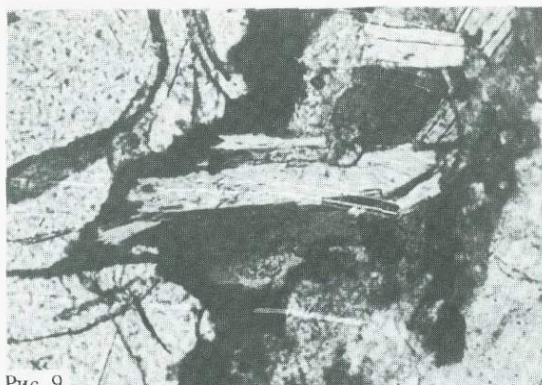


Рис. 9

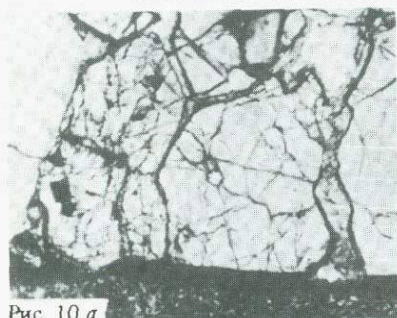


Рис. 10, а

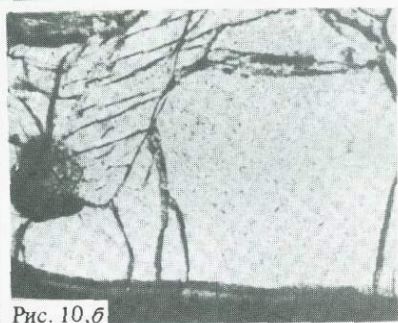


Рис. 10, б

К ст. Л.Ф. Добржинцевой

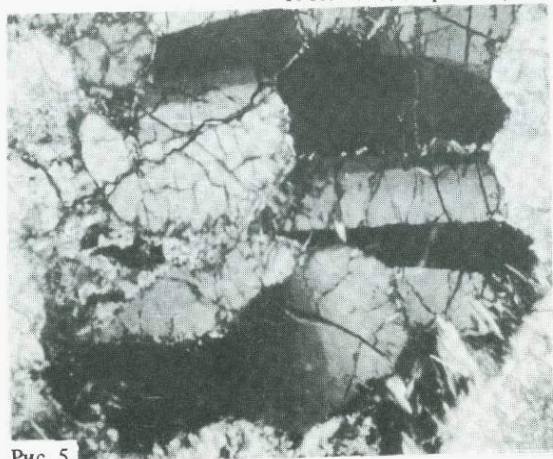


Рис. 5

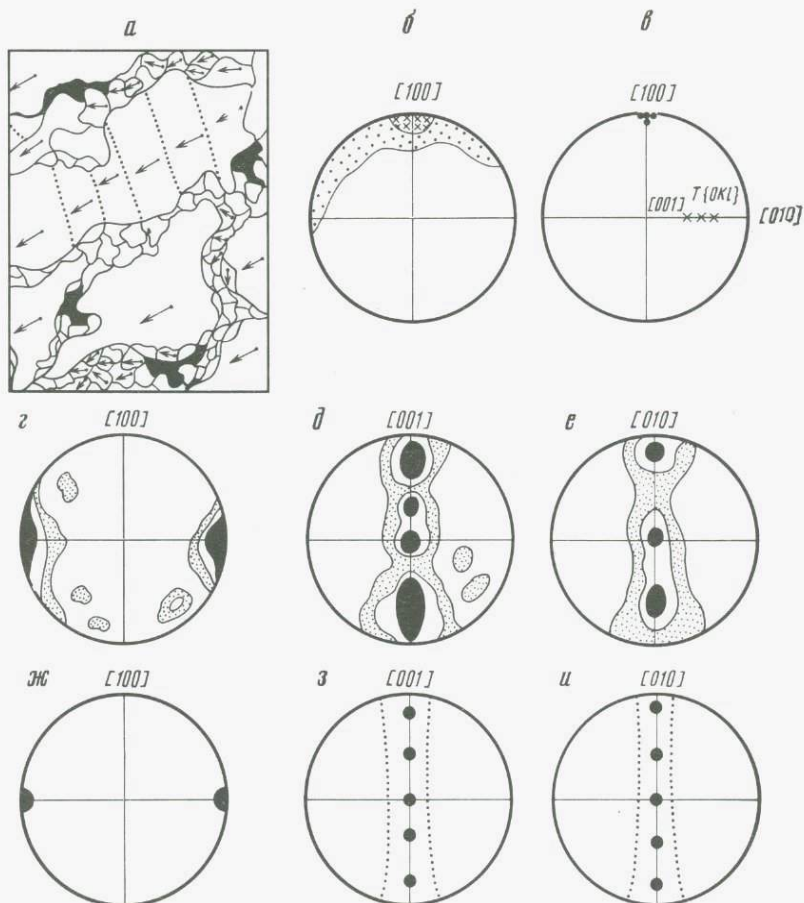


Рис. 10. Карта результатов микроструктурного анализа оливинов

a – деформационная карта для дунитов массива горы Красной (Чукотка); стрелками указана ориентировка [100] в оливине; черное – хромшпинелиды; белое – оливин; *б-и* – микроструктурные диаграммы

МЕТОД ОЦЕНКИ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ ПО ЭЛЕМЕНТАМ МИКРОСТРОЕНИЯ ДЕФОРМИРОВАННОГО ОЛИВИНА

Величина палеостресса ($\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$) может быть рассчитана с помощью хорошо известного в материаловедении уравнения зависимости размера зерен (D) от напряжения: $\sigma = 1/D$. Связь размеров зерен и величины дифференциального стресса имеет теоретическое обоснование. Она базируется на том, что внутреннее напряжение в зернах определяется дислокациями и дислокационными субзернами, присутствующими внутри деформированного зерна. Одним из главных условий является постоянство соотношений "внутреннего" и "внешнего", приложенного к породе напряжения.

Один из важнейших параметров микроструктуры, который может быть использован для оценки палеонапряжений (σ), – размер динамически

перекристаллизованных зерен оливина (D), размер дислокационных субзерен (d) и плотность свободных дислокаций (ρ). В геологии широко используются [21–23, 33, 36] четыре уравнения: $\sigma = l\mu b/d^v$ (1), $\sigma = m \cdot D^{-w}$ (2), $\sigma = L_0\mu/D$ (3), $\sigma = k\mu b\rho^u$ (4), где k, l, m, v, L_0, w – константы, зависящие от материала, скорости деформации и механизмов деформации. Здесь мы предлагаем значения констант, которые приводятся в обзоре С.Х. Уайта [36]: $k = 1-3$, $l = 10-100$, $v = 1$ или $3/2$, $L_0 = 5 \cdot 10^{-5}$, $w = 0,75$.

Значения μ (модуля сдвига) составляют 7×10^2 кбар; b (вектор Бюргерса) = $6,98 \times 10^{-7}$ мм. Размеры рекристаллизованных зерен и дислокационных субзерен даются в мм, значения σ – в кбар.

Все приведенные выше уравнения справедливы только для дислокационного механизма деформации [36]. При использовании их для бластомилонитов и супербластомилонитов, величины палеонапряжений оказываются слишком завышенными. Поскольку в зонах бластомилонитов деформация имеет двухфазный характер, который выражен в разрушении зерен исходной матрицы и в последующей их метаморфической перекристаллизации [2], зоны бластомилонитов нельзя рассматривать как зоны "связного" пластического течения.

Определенное значение имеет также введение в уравнения (1)–(4) температурного параметра [23, 36], который имеет вид $\exp(-A/RT)$, где A – константа, R – газовая постоянная. При высоких температурах ($T \approx 1000^\circ\text{C}$) величина $\exp(-A/RT) \rightarrow 1$ и мало влияет на оценку палеонапряжений. Для более низких температур ($T < 600^\circ\text{C}$) эта величина уже значительно влияет на значение σ .

В экспериментальных работах по деформации оливинов неоднократно отмечалось, что размер рекристаллизованных зерен зависит от скорости деформации. Указывается такая зависимость размеров рекристаллизованных зерен от присутствия других фаз, а также примесей и включений в отдельных зернах [1, 20].

И наконец, самую большую проблему представляет выбор констант, вводимых в уравнения по оценке палеонапряжений. Часто значения одной и той же константы имеют такой диапазон, что величина σ меняется при одних и тех же значениях D, d и ρ на несколько порядков. По-видимому, для каждой конкретной геологической ситуации значения констант, вводимых в уравнения по оценке палеонапряжений, должны быть рассчитаны экспериментально.

Литература

1. Грин Х.У. Пластичность оливина в перидотитах // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 427–447.
2. Добржинская Л.Ф. Существует ли полный разрез офиолитовой ассоциации в Северном Прибайкалье? // Геотектоника. 1982. № 5. С. 32–44.
3. Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. С. 309.
4. Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. 512 с.
5. Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: Изд-во лит. по геологии и охране недр, 1958. 185 с.
6. Ферберн Х.В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 267 с.

7. Фридель Ж. Дислокации. М.: Мир, 1967. 643 с.
8. Хоникомб Р. Пластическая деформация металлов. М.: Мир, 1972. 408 с.
9. Щербаков С.А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкар-Сынынского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 44–56.
10. Ashby M.F. A first report on deformation-mechanism maps // Acta met. 1972. Vol. 20. P. 887–897.
11. Ave'Lallement H.G., Carter N.L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. Vol. 81. P. 2203–2220.
12. Blacic J.D., Christie J.M. Dislocation substructure of experimentally deformed olivine // Contrib Mineral. Petrol. 1973. Vol. 42. P. 141–146.
13. Boland J.N., McLaren A.C., Dislocations associated with optical features in naturally-deformed olivine // Ibid. 1971. Vol. 30. P. 53–63.
14. Carter N.L., Ave'Lallement H.G. High-temperature flow dunite and peridotite // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 2181–2202.
15. Christie J.M., Griggs D.T., Carter N.L. Experimental evidence of basal slip in quartz // J. Geol. 1964. Vol. 72. P. 734–756.
16. Goetze C., Kohlstedt D.L. Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78. P. 5961–5971.
17. Green H.W., Radcliffe S.V. Dislocation mechanisms in olivine and flow in the upper mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 15. P. 239–247.
18. Green H.W., Radcliffe S.V. The nature of deformation lamellae in silicates // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. P. 847–852.
19. Kirby S.H., Raleigh C.B. Mechanisms of high-temperature, solid-state flow in minerals and ceramics // Tectonophysics. 1973. Vol. 19. P. 165–184.
20. Knipe R.J., White S.H. On the deformation of quartz containing bubbles // Quart. J. Geol. Soc. London. 1976. Vol. 135. P. 313–316.
21. Kohlstedt D.L., Goetze C. Low-stress high-temperature creep in olivine single crystals // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79. P. 2045–2051.
22. McQueen H.J., Jonas J.J. Recovery and recrystallization during high-temperature deformation // Treat. Mat. Sci. Technol. 1975. Vol. 6. P. 393–473.
23. Mercier J.-C.C., Anderson D.A., Carter N.L. Stress in the lithosphere: Intervences from steady state flow of rocks // Pageoph. 1977. Vol. 115. P. 119–226.
24. Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273. P. 853–876.
25. Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley, 1976. P. 445.
26. Phakey P., Dollinger G., Christie J.M. Transmission electron microscopy of experimentally deformed olivine crystals // Geophys. Monogr. 1972. Vol. 16. P. 117–138.
27. Post R.L. High-temperature creep of Mt Burnet dunite // Tectonophysics. 1977. Vol. 42. P. 75–110.
28. Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73/14. P. 5391–5406.
29. Ross J.V., Ave'Lallement H.G., Carter N.L. Activation volume for creep in the upper mantle // Science. 1979. Vol. 203. P. 261–263.
30. Stocker R.L., Ashby M.F. On the rheology of the upper mantle // Rev. Geophys. and Space Phys. 1973. Vol. 2. P. 391–426.
31. Taylor G.J., Elam C.F. The distortion of iron crystals // Proc. Roy. Soc. London A. 1926. Vol. 112. P. 337–361.
32. Turner F.J. Preferred orientation of olivine crystals in peridotites with special reference to New Zealand examples // Trans. Roy. Soc. N.Z. Earth Sci. 1942. Vol. 72. P. 280–300.
33. Twiss R.J. Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer // Pageoph. 1977. Vol. 115. P. 227–244.
34. Young C. (III). Dislocations in the deformation of olivine // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267. P. 841–852.
35. Weertman J. Dislocation climb theory of steady-state creep // Amer. Soc. Met. Trans. 1968. Vol. 61. P. 681–694.
36. White S.H. Difficulties associated with paleo-stress estimates // Bull. Miner. 1979. Vol. 102, N 2/3. P. 210–215.

И.Л. Лапушонок

АЛГОРИТМ ОБНАРУЖЕНИЯ ДИСКРЕТНОГО ХАРАКТЕРА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ КСЕНОЛИТОВ В БАЗАЛЬТАХ)

На существование дискретного характера распределения длин трещин и разломов неоднократно указывалось [1–3]. М.А. Садовский [4] обратил внимание на наличие характерных размеров горных пород, назвав это явление естественной кусковатостью вещества. Но отсутствие методики, которая позволяла бы выявлять и оценивать характер дискретности распределений, породило скептическое отношение к существованию дискретности в распределении длин, и некоторые исследователи [5] считают это следствием недостаточного количества наблюдений, полагая, что при увеличении числа замеров дискретность исчезнет.

Гипотеза дискретного распределения заключается в том, что совокупность размеров представляется последовательным рядом областей, подчиняющихся закону нормального распределения $N(\mu_j, \sigma_j^2)$, и центры этих областей связаны геометрической прогрессией

$$\mu_{i+1} = \alpha \mu_i, \quad (1)$$

где величина α – “параметр разрушения” – не зависит от объекта. Объект описывается ранжированным рядом размеров X_i с соответствующими частотами Y_i .

Методы решения подобных задач основываются обычно на построении гистограмм, когда исходная статистика преобразуется путем суммирования частот Y_i для всех $X_i \in (X - \Delta/2, X + \Delta/2)$ либо $X_i \in (X - \Delta, X)$. В полученных гистограммах находят максимумы, используя доверительные интервалы, и центры максимумов принимают за оценку центров пиков μ_i . Естественно, что предельная точность таких оценок ограничена уже не исходной статистикой, а шагом Δ , но эта граница реально недостижима: положение пика зависит от используемого шага, что приводит к смещенным оценкам. Кроме того, критерии выбора шага отсутствуют: выбор Δ по всей совокупности, фактически представляющий ряд распределений с различной плотностью, некорректен, а оценка шага для отдельных распределений сводится к угадыванию, так как их дисперсия неизвестна; введение же критериев типа $\sigma = f(X)$ неправомерно. Обычно используется шаг $\Delta_0 = (X_{\max} - X_{\min}) / 5 \lg \sum_i Y_i$ или $\Delta_S = (X_{\max} - X_{\min}) / (1 + 3,32 \lg \sum_i Y_i)$. Гистограмма, построенная по исходным данным, существенно

меняется при использовании подобного шага, что может привести к потере полезного сигнала или к возникновению ложного.

Наиболее существенный недостаток этого метода состоит в том, что невозможно оценить точность определения пика, т.е. определить вес каждого измерения, без чего становится бессмысленной оценка α по всей вы-

борке. Альтернативный подход к решению этой задачи, предлагаемый в работе, ориентирован на достижение максимальной точности оценки α .

Исходная совокупность должна быть разделена на области с нормальным распределением частот. Для этого исходная статистика суммируется с переменным шагом $\Delta_k = kh_0$, $h_0 = \min_i (X_{i+1} - X_i)$, $k = 2, 3, \dots$ и после каждого суммирования проверяется возможность выделения двух пиков, разнесенных на интервал $\tau \geq 3\Delta_k$ и принадлежащих двум различным областям. Определяется первоначальная граница разделения областей, и для каждой области производится проверка на нормальность распределения по критерию χ^2 . Далее положение границы уточняется из условия

$$\begin{cases} \chi_{\nu_1}^2 \rightarrow \min, \\ \chi_{\nu_2}^2 \rightarrow \min, \\ \chi^2 \leq \chi_{\text{нач}}^2. \end{cases}$$

Если получить удовлетворительное разделение не удается, суммирование продолжается при увеличившемся шаге. Если граница разделения областей найдена, она считается новым "началом": h_0 пересчитывается по всем точкам выборки, без учета вошедших в отделившуюся область, и ищется граница разделения второй и третьей областей.

Когда выделены две соседние области, удовлетворительность их разрешения проверяется по критерию Стьюдента. Если разрешение не удовлетворительно, шаг суммирования увеличивается, и разбиение начинается заново.

При удовлетворительном разрешении областей (уровень значимости 5%), процесс продолжается до тех пор, пока вся выборка не разделится на последовательный ряд областей с нормальным распределением $N(\mu_i, \sigma_i^2)$.

По оценкам центров μ_i и их дисперсий $\sigma_{\mu_i}^2$ в выделенных областях вычисляются значения $\alpha_j = \mu_{i+1}/\mu_i$, оценки их дисперсий $\sigma_{\alpha_j}^2$ и проверяется нормальность распределения значений α_j .

Для оценки знаменателя прогрессии (1) строится ряд

$$\{Z_j\} : Z_j = \frac{\mu_{i+1}}{\mu_i}, \quad Z_{j+1} = \frac{\mu_{i+3}}{\mu_{i+2}}$$

отношений оценок соседних центров и во избежание смещенности оценки α оценивается в регрессии $Z_j = \alpha + \xi_j$ взвешанным методом наименьших квадратов с весами $W_j = 1/\sigma_{Z_j}^2$, где за $\sigma_{Z_j}^2$ принята ее оценка:

$$\sigma_{Z_j}^2 = \frac{\mu_{i+1}^2}{\mu_i^2} \left(\frac{\sigma_{\mu_{i+1}}^2}{\mu_{i+1}^2} + \frac{\sigma_{\mu_i}^2}{\mu_i^2} - 2q \frac{\sigma_{\mu_{i+1}} \sigma_{\mu_i}}{\mu_{i+1} \mu_i} \right),$$

$q = 0$, что соответствует отсутствию корреляции между Z_j .

Проверка описанного алгоритма осуществлялась по двум направлениям: на случайных выборках из рядов, построенных с различными заданными коэффициентами α , и на искусственно сгенерированных рядах с распределениями, близкими к естественному. Результаты проверки показали, что методика дает возможность определить коэффициент, ха-

рактизирующий дискретность распределения при ограниченном числе данных, и исключает возможность установления дискретности в распределениях, которым она не присуща.

С целью выявления дискретности распределений был проведен анализ измерений максимальных и минимальных размеров (около 3600 замеров) эллипсоидных в поперечном сечении шпинелевых лерцолитов из базальтов миоценового вулкана Тумбусун-Дулга (хр. Хамар-Дабан, юго-западная часть Байкальского рифта) [6].

Оказалось, что гистограммы, построенные по первичным данным, и области, выделенные по принятой методике, практически идентичны для максимальных и минимальных размеров ксенолитов. В обоих случаях оценки α также близки: $\alpha_{\max} = 1,412 \pm 0,03$ и $\alpha_{\min} = 1,428 \pm 0,02$.

Далее были изучены размеры субзерен и необласт оливинов. Обработка данных по описанной методике показала, что и в этом случае устанавливается дискретное распределение длин изломов зерен оливина с параметром разрушения, близким к приведенным выше значениям: $\alpha = 1,408 \pm 0,008$ для субзерен и $\alpha = 1,417 \pm 0,03$ для необласт.

Таким образом, и размеры ксенолитов, и размеры субзерен и необласт имеют близкий характер распределения, описываемый формулой (1) с $\alpha \approx 1,4$.

Кроме того, эти оценки близки к оценкам, полученным для распределения длин трещин в породах различного вещественного состава и разломов различных регионов Земли, других планет и их спутников¹ [7]. Дальнейшие расчеты показали, что обе группы оценок относятся к одному нормальному распределению с центром 1,41. Таким образом, закономерности распределений размеров разрушений в ксенолитах на микроуровне аналогичны закономерностям, проявляющимся на макроуровне в земной коре и характеризуются одним и тем же параметром $\alpha = 1,41 \pm 0,03$ [7].

Литература

1. *Hobbs W.H.* // Bull. Geol. Soc. Amer. 1911. Vol. 22. P. 123–176.
2. *Чебаненко И.И.* Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наук. думка, 1972. 82 с.
3. *Мирошниченко В.П.* Значение планетарной трещиноватости в формировании региональных черт тектоники и рельефа Копетдага // Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. С. 56–77.
4. *Садовский М.А.* Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829.
5. Remote sensing in geology / Ed. S. Siegel. Wash., 1980. 443 p.
6. *Грачев А.Ф., Николайчик В.В., Трубицын В.П.* О природе правильной формы ультраосновных ксенолитов в базальтах и закономерностях их распределения по размерам // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 6. С. 1433–1435.
7. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. 2-е изд., доп. М.: Недра, 1987. 287 с.

¹ Дискретный характер распределения длин трещин и разломов с $\alpha \sim 1,4$ как общая закономерность делимости литосферы Земли был установлен на основе эмпирического анализа различных объектов А.Ф. Грачевым (I Международный симпозиум по сейсмической анизотропии литосферы. Суздаль, май 1982 г.).

О СПОНТАННОМ РАЗРУШЕНИИ ТВЕРДЫХ ТЕЛ ПРИ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДАХ

Уравнения плоской теории упругости обобщены на случай твердого тела, испытывающего фазовый переход. Полученные результаты использованы для анализа условий равновесия трещины в низкосимметричной фазе твердого тела в случае фазового перехода второго рода. Описано явление локального фазового перехода, индуцированного концентрацией напряжений в окрестности конца трещины, предсказано явление трансформационной пластичности.

Фазовые переходы (ФП) в твердом теле приводят к появлению внутренних напряжений за счет взаимодействия параметра порядка (ПП) с упругими степенями свободы. Эти внутренние напряжения во многих случаях приводят к разрушению кристаллов или керамики [1]. Возможен и обратный эффект: напряжения концентрирующиеся на неоднородностях: порах, трещинах и т.д. — могут переводить вещество вблизи них в другую фазу. Это явление будем называть локальным фазовым переходом (ЛФП). ЛФП наблюдался экспериментально в ZrO_2 , который имеет кубическую, тетрагональную, моноклинную и, по-видимому, орторомбическую фазы [2]. Оказалось, что ZrO_2 , находящийся в тетрагональной фазе, переходит в моноклинную модификацию в процессе прохождения трещины (Т). Моноклинная фаза локализована вблизи поверхности разрыва и имеет толщину ~ 1 мкм [3–5]. Экспериментально было доказано, что ЛФП повышает прочность вещества в несколько раз. ЛФП является важным фактором, влияющим на прочность твердых тел разнообразной природы, в том числе и природных минералов. Дело в том, что концентрация напряжений на вершине Т во многих случаях превышает необходимые для перевода химических элементов в другую фазу [6]. В этой ситуации предсказания классической теории трещин становятся неприменимыми. Еще больше разнообразие возможных ФП в химических соединениях, в том числе в природных минералах, и, следовательно, в трансформационном разрушении в таких средах [7]. Попытки описания ЛФП, основанные на подходе Орована, предпринимались в работах [8, 9]. В рамках этого подхода в энергию разрушения включается часть свободной энергии, связанная с ЛФП. Однако отсутствие математического аппарата, позволяющего определить форму области вещества, испытавшей ЛФП, связанную с ним свободную энергию и их зависимость от приложенных к телу напряжений, лишает такие теории предсказательной силы.

В настоящей работе математический аппарат плоской теории упругости обобщается на случай вещества, испытывающего ФП. Это позволяет получить решение задач о поведении Т при ФП и о ЛФП около конца Т.

Рассмотрим свободную энергию

$$F = \int \left\{ f_{\text{упр}}(u_{ik}) + \frac{1}{2} \alpha \varphi^2 + \frac{1}{4} \beta \varphi^4 + A u_{ii} \varphi^2 \right\} dV - \int_S P_i u_i dS, \quad (1)$$

где φ — ПП; u_{ik} — тензор деформации; u_i — вектор смещения; S — поверхность тела; P_i — компонента силы, приложенной к поверхности.

$$f_{\text{упр}}(u_{ik}) = \frac{\lambda}{2} u_{ii}^2 + \mu u_{ik}^2 - \quad (2)$$

стандартное выражение для упругой энергии [7]. Будем предполагать, что все величины не зависят от координаты. В этом случае все $u_{iz} = 0$, но в выражении (2) следует удержать слагаемые, линейные по u_{zz} .

Дифференцируя объемную часть (1) по u_{ik} и φ , получаем связь напряжений с деформациями и уравнение состояния:

$$\left. \begin{aligned} X_x + A \varphi^2 &= \sigma_{xx}, & X_y &= \sigma_{xy} \\ Y_y + A \varphi^2 &= \sigma_{yy}, & \sigma(X_x + Y_y) + A \varphi^2 &= \sigma_{zz} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$\alpha \varphi + \beta \varphi^3 + 2 A \varphi (u_{xx} + u_{yy}) = 0, \quad (4)$$

где $X_x = (\lambda + 2\mu) u_{xx} + \lambda u_{yy}$; $Y_y = (\lambda + 2\mu) u_{yy} + \lambda u_{xx}$; $X_y = 2\mu u_{xy}$; σ — коэффициент Пуассона.

Варьируя (1) по u_i , получаем уравнения упругого равновесия

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + A \frac{\partial \varphi^2}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial X_y}{\partial x} + \frac{\partial Y_y}{\partial y} + A \frac{\partial \varphi}{\partial x} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

которые фактически совпадают с обычными уравнениями равновесия $\partial \sigma_{ij} / \partial x_j = 0$ [10]. Поэтому аналогично [10, 11] может быть введена функция напряжения $U(x, y)$, удовлетворяющая условиям

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 U_0}{\partial x^2} + A \varphi^2; \quad \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 U_0}{\partial y^2} + A \varphi^2;$$

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y} = \frac{\partial^2 U_0}{\partial x \partial y} = -\sigma_{xy},$$

где $\frac{\partial^2 U_0}{\partial x^2} = Y_y$; $\frac{\partial^2 U_0}{\partial y^2} = X_x$ — функция напряжения вещества, не испытывающего ФП.

Покажем, что как U_0 , так и U — бигармонические функции.

Уравнение (5) можно рассматривать как уравнения равновесия при наличии объемных сил. Тогда условия Сен-Венана будут иметь вид

$$\Delta (X_x + Y_y) = -\frac{2(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} A \Delta \varphi^2,$$

где Δ — оператор Лапласа.

$$2(\lambda + \mu)(u_{xx} + u_{yy}) = X_x + Y_y, \quad (6)$$

получаем

$$\Delta(X_x + Y_y) = \frac{2A^2}{\beta(\lambda + \mu)} \Delta(X_x + Y_y).$$

Поэтому $\Delta\Delta U_0 = 0$. Найдем теперь $\Delta\Delta U = \Delta(\Delta U_0 + 2A\varphi^2) = 0^1$.

Получить выражения, обобщающие формулы Колосова–Мухелишвили можно обычным путем [11], однако вместо U_0 нужно использовать U . В результате

$$\begin{aligned} X_x + iX_y + A\varphi^2 &= \Phi(z) + \overline{\Phi(z)} - z\overline{\Phi'(z)} - \overline{\Psi(z)}; \\ Y_i - iX_y + A\varphi^2 &= \Phi(z) + \overline{\Phi(z)} + z\overline{\Phi'(z)} + \overline{\Psi(z)}. \end{aligned} \quad (7)$$

Здесь $\Phi(z)$ и $\Psi(z)$ – функции комплексной переменной $z = x + iy$ (x и y – координаты точки на плоскости), определяемые по граничным условиям. Черта означает комплексное сопряжение, штрих – дифференцирование по z .

Как видно из (3), формулы (7) формально совпадают с формулами Колосова–Мухелишвили, однако в компоненты напряжений дает вклад ПП.

ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

Как известно, функции $\Phi(z)$ и $\Psi(z)$ имеют следующие асимптотические свойства [11]:

$$\Phi(z) \rightarrow \Gamma; \quad \Psi(z) \rightarrow \Gamma'; \quad |z| \rightarrow \infty. \quad (8)$$

При этом Γ – действительная, а Γ' – комплексная постоянные. Определим эти константы для случая, когда в теле произошел ФП. В теории Ландау при этом $\alpha < 0$, $\varphi \neq 0$ [12]. Граничные условия можно получить, потребовав равенства нулю вариации поверхностных интегралов (1). В результате

$$\sigma_{ik} n_k = P_i,$$

где n_k – компоненты нормали, а тензор напряжений σ_{ik} удовлетворяет (3). В случае, если тело свободно на бесконечности,

$$\sigma_{ik}(\infty) = 0, \quad \Gamma = \Gamma' = 0. \quad (9)$$

Если тело на бесконечности зажато: $u_{ij}(\infty) = 0$, из (3) получим

$$\sigma_{xx}(\infty) = \sigma_{yy}(\infty) = A\varphi^2.$$

¹ Тот же результат получится для случая неоднородного поля температуры t при стационарном ее распределении. В теории Ландау $\alpha = \alpha_0(t - t_c)$, где α_0 – коэффициент; t_c – температура Кюри. За счет чего в предыдущих формулах появляются вклады $\sim \Delta\alpha \sim \Delta t = 0$.

Складывая уравнения (7) и вычитая их, получим

$$\begin{aligned} X_x + Y_y + 2A\varphi^2 &= \sigma_{xx} + \sigma_{yy} = 4 \operatorname{Re} \Phi(z); \\ Y_y - X_x + 2iX_y &= \sigma_{yy} - \sigma_{xx} + 2i\sigma_{xy} = 2\{\bar{z}\Phi'(z) + \Psi(z)\}. \end{aligned} \quad (10)$$

Переходя в (10) к пределу $|z| \rightarrow \infty$, получим

$$2\Gamma = A\varphi^2; \quad \Gamma' = 0.$$

Причем, используя (3) и (4), получаем для этого случая $\varphi^2 = -\alpha/\beta$. При этом можно считать деформации однородными на бесконечности, что оправдывает применение уравнений (3).

Окончательно

$$\Gamma = -\frac{A\alpha}{2\beta}. \quad (11)$$

Наконец, в случае частично зажатого тела

$$u_{yy}(\infty) = u_{xy}(\infty) = \sigma_{xx}(\infty) = \sigma_{xy}(\infty) = 0.$$

Используя (3), (4) и (9), получаем

$$2\Gamma = \Gamma' = -\frac{\mu A\alpha}{\beta(\lambda + 2\mu) - 2A^2}. \quad (12)$$

Заметим, что Γ' в этом случае — действительная константа, так как ФП в исследуемой модели не индуцирует сдвиговых напряжений.

ПОВЕДЕНИЕ ТРЕЩИНЫ ПРИ ФП

Рассмотрим Т Баренблатта [13–15], раскрытую за счет сил $P(t)$, приложенных нормально к ее поверхности. Вблизи концов Т действуют силы $G(t)$ сцепления берегов Т. t — координата точки внутри разреза.

Из граничных условий (9), а также уравнений (7) и (10) следует, что ФП не влияет на распределение напряжений в свободном при $|z| = \infty$ теле.

Распределение напряжений остается таким же, как и в классическом случае [13, 11]. Распределение смещений в соответствии с (3), (4) меняется.

В случае граничных условий для зажатого кристалла (11), используя методы решения граничных задач с помощью интегралов типа Коши [11], получаем

$$\begin{aligned} \Phi(z) &= \frac{1}{2\pi\sqrt{z^2 - a^2}} \left\{ \int_{-a}^a \frac{\sqrt{a^2 - t^2} g(t) dt}{z - t} - \frac{A\alpha\pi}{\beta} z \right\} \\ \Phi(z) &= \Omega(z) \end{aligned} \quad (13)$$

где через Ω обозначено $\Omega(z) = \Phi(z) + \Psi(z) + z\Phi'(z)$, а $g(t) = P(t) - G(t)$ — нагрузка, действующая на берега разреза, a — полудлина трещины.

В случае граничной задачи (12)

$$\Phi(z) + \Omega(z) = \frac{1}{\pi \sqrt{z^2 - a^2}} \left\{ \int_{-a}^a \frac{\sqrt{a^2 - t^2} q(t) dt}{z-t} - \frac{\pi \mu A \alpha (2z + \sqrt{z^2 - a^2})}{\beta(\lambda + 2\mu) - 2A^2} \right\} \quad (14)$$

$$\Phi(z) - \Omega(z) = \frac{\mu A \alpha}{\beta(\lambda + 2\mu) - 2A^2}.$$

Решение (13) и (14) позволяет по известным функциям $P(t)$ найти распределение напряжений и смещений в теле.

Критерий Баренблатта равновесия трещины получается, если потребовать ограниченности напряжений, а следовательно, функций $\Phi(z)$ и $\Omega(z)$ при $z = \pm a$.

Откуда при симметрично распределенной нагрузке

$$P(t) = P(-t); \quad (-a \leq t \leq a)$$

получаем

$$\int_0^a \frac{P(t) dt}{\sqrt{a^2 - t^2}} - \frac{A \alpha \pi}{\beta D} = \frac{K}{\sqrt{2a}}. \quad (15)$$

Причем в случае решения (13) $D = 2$, а в случае (14)

$$D = (\lambda + 2\mu - 2A^2/\beta)/\mu.$$

Критерий (15) отличается от известного критерия Баренблатта [15] вторым слагаемым в левой части, которое обязано своим появлением ФП. Поскольку $\alpha < 0$ (ФП произошел) при $A < 0$ трещиностойкость вещества повышается, при $A > 0$ — понижается. В случае $P(t) \equiv 0$ легко видеть, что при $A > 0$ существует критическая полудлина трещины ($a_{кр}$). Те трещины, размеры которых превосходят критические, катастрофически распространяются:

$$2a_{кр} = \left(\frac{K \beta D}{\pi A \alpha} \right)^2. \quad (16)$$

Здесь, как и в (15), K — модуль сцепления вещества, возникающий за счет $G(t)$ [13–15]. В теории Ландау $\alpha \sim t - t_c$, таким образом, $a_{кр} \sim (t - t_c)^{-2}$.

ЛОКАЛЬНЫЙ ФАЗОВЫЙ ПЕРЕХОД

Концентрация напряжений может привести к тому, что в малой окрестности вблизи конца трещины возникает пятно новой фазы (например, низкосимметричной, в то время как весь остальной объем вещества оказывается в высокосимметричной фазе или наоборот).

В принципе задачу о равновесии зародыша новой фазы с матрицей можно было бы решать, рассматривая упругие задачи для матрицы с вырезом, для

той части тела, которая перешла в новую фазу (и, следовательно, имеет другие упругие характеристики), соответствующим образом сопрягая эти задачи на границе (которую и следует определить). Два обстоятельства существенно упрощают ситуацию. Во-первых, если главный вектор внешних усилий, приложенных к Т, равен нулю, то, как известно [11], функция напряжений не зависит от упругих констант материала. В этом случае в первом порядке по малой величине $e = 2A^2/\beta(\lambda + \mu)$ можно считать функцию напряжений одной и той же для всей плоскости. Из нее определяются напряжения, которые подставляются в выражение (4) для ПП. Заметим, что требование $e < 1$ необходимо в излагаемой теории (см. разд. "Трансформационная пластичность") поэтому такое приближение оправдано. Во-вторых, в исследуемом случае ФП 2-го рода на границе ЛФП скачком изменяются значения лишь упругих констант среды, остальные же ее характеристики (такие, как ПП) появляются из нуля непрерывным образом. Поэтому две стороны поверхности раздела фаз практически не отличаются друг от друга, и граница не аккумулирует дополнительной энергии.

Рассмотрим разрез длиной $2a$ в центре плоскости, разрываемой на бесконечности нагрузкой $\sigma_{yy}(\infty) = P$. В этом случае

$$\Phi(z) = \Omega(z) = \frac{Pz}{2\sqrt{z^2 - a^2}}. \quad (17)$$

Пользуясь формулами (10) и (3), получаем в пределе $\rho/a \ll 1$

$$\alpha_{\text{эф}} = \alpha + 2A(u_{xx} + u_{yy}) = \frac{1}{1-e} \left\{ \alpha + \frac{AP}{\alpha + \mu} \left(\sqrt{\frac{2a}{\rho}} \cos \frac{\theta}{2} - 1 \right) \right\} \quad (18)$$

Здесь ρ и θ — угловые координаты, отсчитанные от правого конца трещины (см. рисунок).

Условие появления ЛФП $\alpha_{\text{эф}}(\rho, \theta) \leq 0$. Это возможно при $A < 0$ и в приближении $\rho/a \ll 1$, $e \ll 1$ дает

$$\rho \leq \frac{2aA^2P^2}{\alpha^2(\lambda + \mu)^2} \cos^2 \frac{\theta}{2}, \quad (19)$$

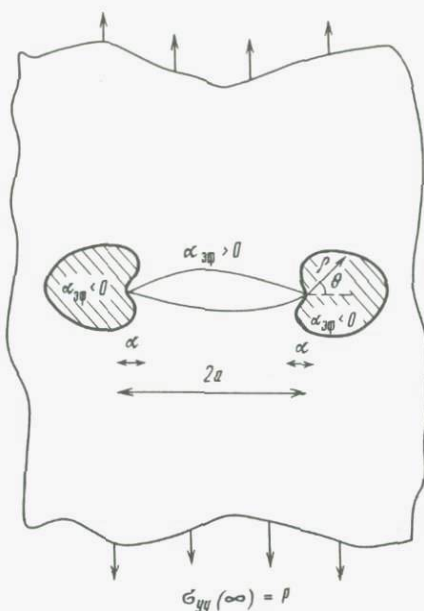
причем

$$P \leq \frac{\alpha(\lambda + \mu)}{|A|}. \quad (20)$$

Как видно, ЛФП проявляется при любых даже малых давлениях. Математически это связано с тем, что $\Phi(z) \sim \rho^{-1/2}$ и уходит в бесконечность при $\rho \rightarrow 0$. На самом же деле в случае разреза шириной r $\Phi(z)$ ограничено при $\rho \sim r$, а в случае трещины Баренблатта — при $\rho \sim d$ (ширины концевой области трещины). Поэтому порогом возникновения ЛФП на конце Т можно считать

$$P_{\text{кр}} \sim \frac{\alpha(\lambda + \mu)}{|A|} \sqrt{\frac{d}{2a}}. \quad (21)$$

При этом (20) выполняется. Малость величины $P_{\text{кр}}$ определяется множителем $(d/a)^{1/2}\alpha$, однако при $t \rightarrow t_c$ эта величина за счет α уменьшается до



Локальный фазовый переход на конце трещины
Пояснения см. в тексте

нуля. Считая $d \sim 1$ мкм, $a \sim 100-10000$ мкм и используя оценки [16], получим $P_{кр} \sim 10-1$ бар для ТГС и $P_{кр} \sim 100-10$ бар для $PbTiO_3$ при $25^\circ C$. Задача о ЛФП в сферически симметричном случае решена в [16].

В этом случае показано, что ЛФП уменьшает концентрацию тангенциальных напряжений на поверхности концентратора напряжений, в качестве которого в [16] рассматривалось сферическое отверстие. В этом случае, однако, ЛФП происходил при достижении критического давления $P_{кр} = E\alpha/6A\sigma$ (E – модуль Юнга, σ – коэффициент Пуассона).

ТРАНСФОРМАЦИОННАЯ ПЛАСТИЧНОСТЬ

Достаточными условиями минимальности свободной энергии является требование положительности определенности матрицы вторых производных от F по u_{ij} и φ . В низкосимметричной фазе, кроме условия $\alpha_{3\phi} < 0$, это требование приводит к

$$\begin{aligned} \lambda + 2\mu - 2A^2/\beta > 0; \\ \lambda + \mu - 2A^2/\beta > 0. \end{aligned} \quad (22)$$

При нарушении этих условий система становится деформационнонеустойчивой и необходимо удерживать старшие члены в разложении F по степеням u_{ij} . Это явление будем называть трансформационной пластичностью.

Для численных оценок необходимо значение многих констант, которые измерены для ограниченного набора кристаллов – сегнетоэлектриков. Сегнетоэлектрики здесь непосредственно не рассматриваются, поскольку,

кроме инварианта $p_i^2 u_{ii}$, они имеют инвариант $p_i p_j u_{ij}$, где p_i — вектор поляризации. Однако оценки величины e для них дают значения 0,1–0,01 для ТГС, $\sim 0,1$ для сегнетовой соли, ~ 7 для PbTiO_3 и 11–60 для BaTiO_3 . Таким образом, в двух последних веществах следует ожидать трансформационной пластичности.

Литература

1. Баренблатт Г.И. О равновесных трещинах, образующихся при хрупком разрушении. Общие представления и гипотезы. Осесимметричные трещины // ПММ. 1959. Т. 23. С. 434–444.
2. Баренблатт Г.И. О равновесных трещинах, образующихся при хрупком разрушении. Прямолинейные трещины в плоских пластинах // ПММ. 1959. Т. 23. С. 706–621.
3. Баренблатт Г.И. О равновесных трещинах, образующихся при хрупком разрушении. Устойчивость изолированных трещин. Связь с энергетическими теориями // ПММ. 1959. Т. 23. С. 890–900.
4. Бенделиани Н.А., Попова С.В., Верецагин Л.Ф. О новых модификациях Zr_2O и HfO_2 , полученных при высоких давлениях // Геохимия. 1967, № 6. С. 677–683.
5. Бульбич А.А., Зеленин С.Н., Рафалович В.И. Упрочнение поликристаллического материала, испытывающего локальный фазовый переход // Письма в ЖЭТФ. 1984. Т. 10, № 17. С. 1069–1073.
6. Зацаринный В.П. Прочность пьезокерамики. Ростов: Изд-во Рост. ун-та. 1978. 205 с.
7. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М.: Наука, 1965. 203 с.
8. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Т. 5. Статистическая механика. М.: Наука, 1976. 583 с.
9. Мусхелишвили Н.И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. М.: Наука, 1966. 723 с.
10. Тонков Е.Ю. Фазовые диаграммы соединений при высоком давлении. М.: Наука, 1983. 280 с.
11. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.
12. Antolovich S.D. Fracture toughness and strain-induced phase transformation // Trans. Met. Soc. AIME. 1968. Vol. 242. P. 2371–2373.
13. Gupta T.K., Lange F.F., Bechtold J.H. Effect of the stress-induced phase transformation on the properties of polycrystalline zirconia // J. Mater. Sci. 1978. Vol. 13, N 7. P. 1464–1470.
14. Lenz L.K., Heuer A.H. Stress-induced transformation during subcritical crack growth in partially stabilized zirconia // Commun. Amer. Ceram. Soc. 1982. Vol. 65, N 11. P. 192–194.
15. Michel D., Mazerolles L., Perez M., Jorba P. Fracture of metastable tetragonal zirconia crystals // J. Mater. Sci. 1983. Vol. 18, N 9. P. 2618–2628.
16. Porter D.L., Heuer A.N. Mechanisms of toughening partially stabilized zirconia // J. Amer. Ceram. Soc. 1977. Vol. 60, N 3/4. P. 183–184.

М.Б. Гейликман

КИНЕТИКА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ С РАСПАДОМ

ВВЕДЕНИЕ

Процессы распада играют важную роль в минералообразовании, так как они приводят к выделению минеральных фаз, определяющих тот или иной парагенезис. Распад может происходить в твердом состоянии (в субсолидусе), но из-за малых коэффициентов диффузии твердых фаз этот процесс сильно замедлен, особенно при низких температурах, например на поверхности Земли. Другая возможность — это распад, происходящий непосредственно в процессе кристаллизации, или, другими словами, совместная кристаллизация минеральных фаз. Возникает вопрос, каким образом совместно кристаллизующиеся фазы располагаются в пространстве относительно друг друга. Для этого необходимо знать кинетику процесса. Последнее важно и по другой причине. В природных (и в экспериментальных) условиях кристаллизация, как правило, носит неравновесный характер. В особенности это относится к изверженным горным породам. Это обстоятельство нашло отражение в самом определении магматического парагенезиса [1] как совокупности совместно кристаллизующихся минералов (т.е. находящихся в эвтектических, котектических или перитектических соотношениях), но не обязательно находящихся в состоянии фазового равновесия. Таким образом, речь идет о том, как кинетические факторы влияют в процессе кристаллизации на фазовые отношения в субсолидусе. Мы обсудим этот круг вопросов на двух примерах: эвтектической системы и на примере системы с трикритической точкой упорядочения в субсолидусной области.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ В ЭВТЕКТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Рассмотрим возможные кинетические режимы изотермической кристаллизации в эвтектической системе с фазовой диаграммой, изображенной на рис. 1. Во-первых, это хорошо известный рост эвтектической колонии, состоящей из пластин α - и β -фаз: λ_α и λ_β , как это показано на рис. 2, а. Относительная доля фаз $\eta = \lambda_\alpha / (\lambda_\alpha + \lambda_\beta)$ связана с составами фаз условием сохранения компонентов

$$C_\alpha \eta + C_\beta (1 - \eta) = C_0, \quad (1)$$

где C_α и C_β — составы твердых фаз; C_0 — состав исходного расплава. В расплаве перед фронтом кристаллизации происходит перераспределение компонентов. Этот процесс описывается обычным диффузионным уравнением

$$\frac{\partial C_L}{\partial t} = D_L \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) C_L, \quad (2)$$

где координаты z и x направлены соответственно перпендикулярно и па-

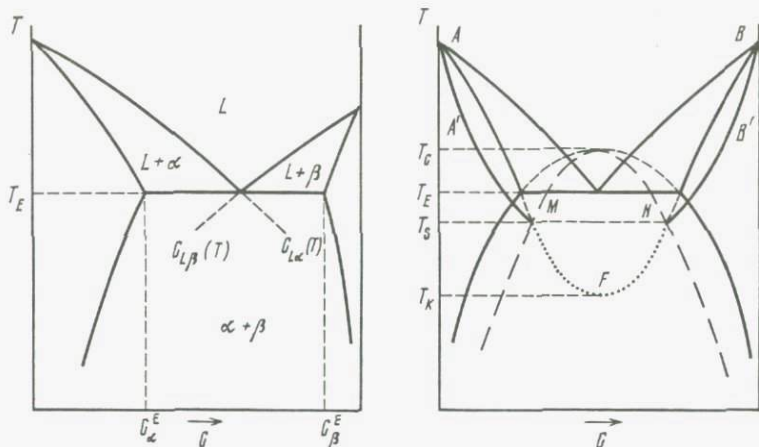


Рис. 1. Эвтектическая фазовая диаграмма (А) и симметричная эвтектическая диаграмма с изоморфно распадающейся твердой фазой (Б)

Штрихпунктиром изображена линия спинодали.

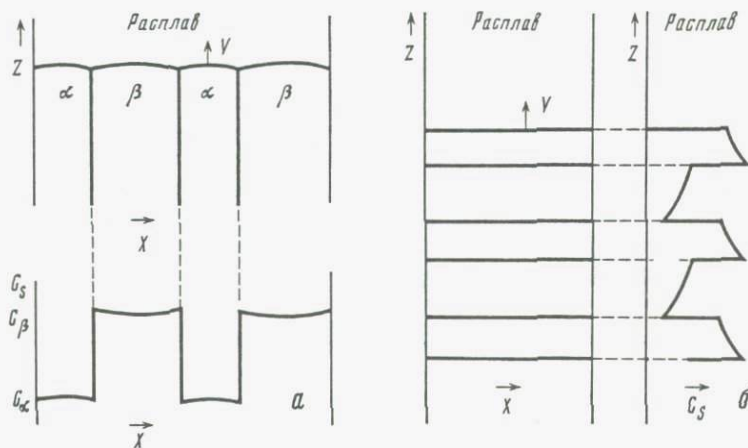


Рис. 2. Эвтектический режим роста: совместный рост α и β фаз (А); колебательный режим роста (Б)

параллельно фронту кристаллизации. Диффузия в твердой фазе считается пренебрежимо малой. На фронте кристаллизации должно выполняться условие массобаланса

$$D_L \frac{\partial C_L}{\partial n} = V_n (C_S - C_L), \quad (3)$$

где n — направление по нормали к фронту; $s = \alpha, \beta$. Если кристаллизация происходит при малых переохлаждениях относительно эвтектической температуры T_E , то можно считать, что на границе каждой из пластин с расплавом выполняются условия равновесия Гиббса—Томсона, возни-

кающей из-за искривления фронта [2]. При этих предположениях можно получить следующее выражение для скорости стационарного эвтектического роста:

$$V = \frac{D_L(C_{L\alpha} - C_{L\beta})}{C_{\beta}^E - C_{\alpha}^E} \frac{\eta(1-\eta)}{P(\eta)} \frac{1 - \lambda_c/\lambda}{\lambda}, \quad (4a)$$

где $C_{L\alpha}(T)$ и $C_{L\beta}(T)$ — линии ликвидусов, продолженные ниже эвтектической температуры; C_{α}^E и C_{β}^E — эвтектические составы твердых фаз; λ_c — критическое значение $\lambda = \lambda_{\alpha} + \lambda_{\beta}$ — при меньших λ стационарный рост невозможен, а $P(\eta)$ определяется формулой

$$P(\eta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin^2 \pi n \eta}{(\pi n)^3}. \quad (4b)$$

Если же учитывать кинетические эффекты, связанные с переохлаждением, то вместо условий равновесия на фронте надо писать точные кинетические условия. При малых отклонениях от равновесия потоки компонентов A и B из жидкой фазы в твердую можно записать в рамках линейной необратимой термодинамики:

$$I_i = \sum_{j=A, B} w_{ij} \Delta \mu_j. \quad (5a)$$

Здесь $i, j = A, B$, w_{ij} — кинетические коэффициенты, а

$$\Delta \mu_i = \mu_{Li} - \mu_{Si} + \sigma_{LS} \Omega K \quad (5b)$$

представляет собой разность химических потенциалов компонента i на искривленном фронте с кривизной K ; δ_{LS} — коэффициент поверхностного натяжения между расплавом и твердой фазой; Ω — атомный объем. Кроме того, следует учесть связь потоков I_i со скоростью фронта и составом твердой фазы, которая представляет собой твердый раствор типа замещения:

$$I_A = V_n(1 - C_S); I_B = V_n C_S; I_A + I_B = V_n. \quad (6)$$

Анализ, приведенный в [3], показывает, что учет кинетических эффектов (5), (6) изменяет вид аналитической зависимости $U(\lambda)$, а именно

$$V_w(\lambda) \approx V(\lambda)/(1 + D_L/w\lambda), \quad (7)$$

где $V(\lambda)$ определяется формулой (4a), а w представляет собой определенную комбинацию w_{ij} с коэффициентами, зависящими от параметров фазовой диаграммы [3].

Другой очень важный кинетический фактор в эвтектическом росте связан с проблемой отбора структуры. Как это видно из формул (4) и (7), они дают лишь связь между λ и скоростью роста V . С каким же λ эвтектика растет в действительности? Этот вопрос отбора структуры характерен для целого ряда задач нелинейной динамики [4] и интенсивно исследуется в настоящее время для эвтектического роста [5, 6]. Оказывается, что ответ на этот вопрос может быть получен только с учетом процессов рождения и гибели пластин, причем в общем случае существенно зависит от вероятностей этих процессов. Физическая причина деления

пластины (λ_α или λ_β) связана со следующим обстоятельством. Если случайно происходит утолщение какой-либо одной пластины, в движение фронта происходит со скоростью, определяемой по формуле (4) размером большинства окружающих пластин, то возможна ситуация, когда в расплаве перед фронтом утолщенной пластины не успевает происходить разделение компонентов, так как теперь в направлении, параллельном фронту, компоненты надо разводить на большее расстояние. Вследствие этого примерно в середине утолщенной пластины произойдет зарождение пластины второй твердой фазы. Это и определяет критический размер, связанный с делением пластины. Что касается вероятностей случайного утолщения пластин, или, другими словами, эффективной "температуры", приводящей к флуктуациям пластин по размерам, то пока они вводятся в теорию феноменологически.

Помимо одновременного, совместного роста твердых фаз возможен их попеременный, колебательный рост, приводящий к образованию пластинчатой структуры, параллельной фронту кристаллизации, как это показано на рис. 2, б. Аналитически этот режим роста был получен в работах [7, 8] для симметричной эвтектической системы с изоморфно распадающейся твердой фазой. Составы выделяющихся твердых фаз существенно отличаются от равновесных и зависят от фигуративной точки кристаллизации (температура кристаллизации—состав исходного расплава). Колебательный режим роста осуществляется не во всей области несмеси-мости, а возможен лишь при температурах ниже температуры T_S , при которой происходит пересечение линий солидусов со спинодалью. На рис. 1, б область колебательного режима ограничена линиями MFN . При фиксированном составе исходного расплава с увеличением переохлаждения уменьшается период пластинчатой структуры и амплитуда колебаний состава.

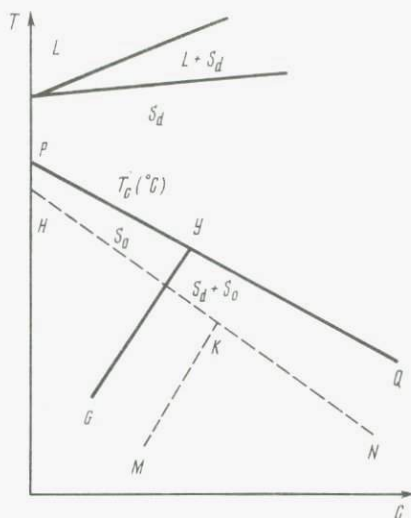
Наконец, можно поставить вопрос, при каких условиях возможен устойчивый рост однородной твердой фазы. Действительно, в случае больших скоростей роста, которые соответствуют значительным отклонениям от состояния фазового равновесия, на фронте кристаллизации не успевает происходить отбор компонентов и соответственно твердая фаза не успевает расслаиваться тем или иным образом. Этот вопрос об устойчивости роста однородной твердой фазы был исследован для той же эвтектической системы с изоморфно распадающейся твердой фазой. Показано, что стационарный режим роста, приводящий к образованию однородной твердой фазы с составом, равным составу исходного расплава, устойчив везде ниже линии $AA'MFN'B'B$ на рис. 1, б. Таким образом, в области, заключенной между сольвусами, возможен рост однородной, т.е. существенно неравновесной твердой фазы.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ВБЛИЗИ ТРИКРИТИЧЕСКОЙ ТОЧКИ УПОРЯДОЧЕНИЯ

Сначала несколько слов о том, с чем связан интерес к этой системе. Вид фазовой диаграммы альбит-анортитового ряда полевых шпатов (плагноклазов) обсуждается давно, но остается невыясненным полностью до настоящего времени. В работе [9] был предложен вариант фазовой диаграммы

Рис. 3. Схематическая фазовая диаграмма с трикритической точкой

Y — трикритическая точка, PY — линия перехода 2-го рода, а YQ — линия перехода 1-го рода



с трикритической точкой (ТКТ) алюмосиликатного упорядочения в перистеритовой области составов (менее 30 мол.% анортита), а в работе [10] обсуждалось существование еще двух ТКТ в кальциевой субсолидусной области. По определению, в ТКТ линия фазовых переходов 2-го рода смыкается с линией переходов 1-го рода [11]. Фазовая диаграмма с одной ТКТ схематически изображена на рис. 3. Между солидусом и линией PQ устойчива неупорядоченная фаза, в области PYG — упорядоченная фаза, а

линии YQ и YG — сольвусы, ограничивающие область равновесного сосуществования упорядоченной и неупорядоченной фаз. Анализ кинетики кристаллизации вблизи ТКТ проведен в работе [12]. Перечислим основные результаты качественного характера. Рост упорядоченного кристалла возможен при температурах обязательно ниже температуры равновесного упорядочения T_c (линия PQ на рис. 3) при данном составе. Этот вывод имеет физический характер и не зависит от особенностей модели. Действительно, поскольку для рассматриваемой диаграммы температура солидуса $T_m > T_c$, а скорость стационарной кристаллизации в субсолидусе определяется близостью температуры кристаллизации T к T_m (а именно $V \propto T_m - T$), то вблизи T_c (при $T \lesssim T_c$) термодинамический стимул упорядочения еще мал, а кинетический фактор разупорядочения — скорость роста — уже конечен. Из-за конечной скорости роста твердая фаза не успевает точно отбирать "нужный" ей атом из расплава, что приводит к росту фазы, менее упорядоченной, чем равновесная фаза при данной температуре. Таким образом, стационарный рост упорядоченной фазы возможен только ниже некоторой линии HN на рис. 3, которая, как можно показать, всегда идет круче линии равновесных фазовых переходов PQ . Если кинетический фактор разупорядочения перевешивает термодинамический стимул к упорядочению, то рост упорядоченного кристалла невозможен, и при всех температурах ниже солидуса растет неупорядоченная фаза. Это обстоятельство было отмечено в работе Чернова [13], где впервые был рассмотрен рост упорядочивающегося кристалла. Кроме того, для реального осуществления упорядоченного режима роста необходимо, чтобы он был устойчивым. Исследование устойчивости показывает, что в общем случае может существовать область неустойчивости стационарного роста упорядоченной фазы, которая заключена между линиями KN и KM на рис. 3. В этой области неустойчив также и рост неупорядоченной фазы. Как же будет расти кристалл в этой области? Поскольку рост каж-

дой из фаз по отдельности невозможен, очевидно, будет происходить их совместная кристаллизация. Используя "опыт" эвтектической системы, описанной в предыдущем разделе, можно утверждать, что осуществляется либо совместный стационарный рост колонии пластин упорядоченной и неупорядоченной фаз, как это показано на рис. 2,а, либо попеременный, колебательный рост, изображенный на рис. 2,б. Очевидно, что оба кинетических режима совместного роста отражают термодинамическую тенденцию системы к расслоению в твердом состоянии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кристаллизация с распадом, или совместная кристаллизация фаз, приводит к образованию расслоенных структур, характеристики которых зависят от кинетических факторов. Эти фазовые выделения, имеющие в описанных выше случаях пластинчатую морфологию, представляют собой диссипативные структуры, возникновение которых характерно для целого ряда систем, далеких от равновесия [14]. Если впоследствии в твердой фазе не проходят релаксационные диффузионные процессы (или не успевают произойти к моменту наблюдения), то неравновесные характеристики твердых фаз (составы, степень упорядочения) оказываются замороженными. Это в свою очередь эффективно искажает равновесную фазовую диаграмму системы. По этим причинам изучение возможных кинетических режимов представляется весьма важным. С этой же точки зрения актуальным является вопрос о конкуренции различных кинетических режимов, которые возможны в одной и той же области фазовой диаграммы. Примером служат описанные выше совместный стационарный рост фаз и колебательный режим роста. Проблема выбора единственного нестационарного состояния не имеет, вообще говоря, общего решения, так как в неравновесной термодинамике отсутствует какой-либо функционал, аналогичный термодинамическим потенциалам в равновесной термодинамике, минимизация которого давала бы предпочтительный кинетический режим. Данная задача должна решаться с учетом конкретных кинетических факторов процесса. Так, отбор параметра эвтектической структуры (см. выше) происходит за счет конкуренции процессов рождения и гибели пластин. Отметим также, что для осуществления эвтектического стационарного роста необходимо выполнение условия равновесия сил поверхностного натяжения в тройных стыках α - и β -фаз с расплавом (см. рис. 2,а). Это условие невозможно выполнить, если

$$\sigma_{\alpha\beta} > \sigma_{L\alpha} + \sigma_{L\beta},$$

где σ — соответствующие межфазные коэффициенты поверхностного натяжения. Это означает, что расплав полностью смачивает твердые фазы. Здесь выросший кристалл будет состоять из изолированных включений одной твердой фазы, заключенных в матрицу второй фазы. Такой режим роста, который приводит к нерегулярным (непериодическим) распределениям фазовых выделений, носит стохастический, турбулентный характер и требует дальнейшего изучения.

Литература

1. *Жариков В.А.* Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 420 с.
2. *Кристиан Дж.* Теория превращений в металлах и сплавах. М.: Мир, 1978. 806 с.
3. *Гейликман М.Б., Темкин Д.Е.* Кинетические условия на фронте кристаллизации эвтектики // Кристаллография. 1984. Т. 29. С. 643.
4. *Langer J.S.* Instabilities and pattern formation in crystal growth // *Rev. Mod. Phys.* 1980. Vol. 52. P. 1.
5. *Datye V., Mathur R., Langer J.S.* Mode selection in a caricature of eutectic solidification // *J. Statist. Phys.* 1982. Vol. 29. P. 1.
6. *Бренер Е.А., Гейликман М.Б., Темкин Д.Е.* Эволюция и отбор при росте полидоменной и эвтектической структур // Тез. докл. VI Всесоюз. конф. по росту кристаллов. Цахкадзор, 1985.
7. *Гейликман М.Б., Темкин Д.Е.* Колебательный режим кристаллизации расплавляющегося сплава // Письма в ЖЭТФ. 1982. Т. 36. С. 238.
8. *Geilikman M.B., Temkin D.E.* Growth kinetics of an alloy with miscibility gap // *J. Cryst. Growth.* 1984. Vol. 67. P. 607.
9. *Carpenter M.A.* A "conditional spinodal" within the peristerite miscibility gap of plagioclase feldspars // *Amer. Miner.* 1981. Vol. 66. P. 553.
10. *Grove T.L., Ferry J.M., Spear F.S.* Phase transitions and decomposition relations in calcic plagioclase // *Ibid.* 1983. Vol. 68. P. 41.
11. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Статистическая физика. М.: Наука, 1976. 584 с.
12. *Гейликман М.Б.* О кинетике кристаллизации вблизи трикритической точки упорядочения // Тез. докл. совещ. "Теория и методология минералогии". Сыктывкар, 1985.
13. *Чернов А.А.* Кинетические фазовые переходы // *Журн. эксперим. и теорет. физики.* 1967. Т. 53. С. 2090.
14. *Пригожин И.* От существующего к возникающему. М.: Наука, 1985. 327 с.

ПОДПИСИ К ВКЛЕЙКАМ

К статье Л.В. Соловьевой, Б.М. Владимирова

Рис. 4. Микрофотография крупного кристалла, состоящего из чередующихся пластинок ортопироксена (светлое) и клинопироксена (серое) в гигантозернистом пироксените. Николи скрещены, увел. 20

Рис. 5. Микрофотография крупного кристалла ортопироксена с ламеллярными выделениями граната, содержащего резорбированные реликты шпинели. Порода – гигантозернистый ортопироксен. Без анализатора, увел. 50

Рис. 10. Структуры распада ильменита в клинопироксене из магнезиального эклогита, трубка Мир. Шлиф, увел. 60, без анализатора

Рис. 11. Структура распада ильменита (белое) и ортопироксена (темно-серое) в клинопироксене из матричных зерен порфириовидного эклогита, трубка Мир. Фотография в отраженных электронах

К статье Е.В. Шаркова, И.С. Пухтеля

Рис. 2. Морфология ксенолитов эклогитов и эклогитоподобных пород, цементированных щелочным пикритом (обр. 55; масштаб – в см)

Рис. 3. Микростроение эклогитов

a – характер взаимоотношений главных породообразующих минералов ортопироксеновых эклогитов (*Gr* – гранат, *Срх* – клинопироксен, *Орх* – ортопироксен). Микрофото, шлиф 27-14, без анализатора, увел. 60; *b* – округлые включения зерен клинопироксена (*Срх*) и ортопироксена (*Орх*) в гранате из ортопироксенового эклогита. Микрофото, шлиф 27-14, без анализатора, увел. 59; *в* – структура распада твердого раствора в клинопироксене из ортопироксенового эклогита: ламелли ортопироксена, параллельны (100). Микрофото, шлиф 27-14, николи +, увел. 50; *г* – структура распада твердого раствора в ортопироксене; ламелли клинопироксена параллельны (100). Микрофото, шлиф 27-14, николи +, увел. 50; *д* – морфология зерен рутила, приуроченных к интерстициям зерен граната и пироксенов. Ортопироксеновый эклогит. Микрофото, шлиф 27-14, без анализатора, увел. 50; *e* – округло-дендритовидные образования, приуроченные к трещинкам в зернах пироксена. Ортопироксеновый эклогит. Микрофото, шлиф 27-14, без анализатора, увел. 50

Рис. 4. Характер соотношений главных породообразующих минералов в каринтиновом эклогите. Микрофото, шлиф 52, без анализатора, увел. 50

Рис. 5. Строение эклогитоподобной породы

a – ромбододекаэдрические кристаллы граната в массивных эклогитоподобных породах, окруженные черной непрозрачной каймой плавнения (?). Микрофото обр. 27-26, без анализатора, увел. 20; *b* – переход от массивной (*I*) к гнейсовидной (*II*) текстуре в эклогитоподобной породе. Обр. 27-26; масштаб – в см

Рис. 8. Микрофотографии шлифов эклогитоподобных пород

a – стадии раскисления первичного плагиоклаза эклогитоподобных пород: образование кайм кислого плагиоклаза. Шлиф 27-26, без анализатора, увел. 80; *b* – замещение кислым плагиоклазом таблитчатого кристалла первичного плагиоклаза. На снимке видно, что в центре крупного новообразованного неправильного выделения сохранился реликт первичного плагиоклаза, обладающий одинаковой оптической ориентировкой с основным замещаемым зерном. Шлиф 3?, николи +, увел. 50; *в* – замещение граната и клинопироксена кислым плагиоклазом в эклогитоподобных породах. Шлиф 27-17, без анализатора, увел. 80; *г* – замещение калиевым полевым шпатом плагио-

клаза в гнейсовидных эклогитоподобных породах. Периферийные части зерен замещены почти полностью, и в них наблюдаются псевдопертиты плагиоклаза в калиевом полево шпате; в центральной части зерен видны псевдоантипертиты калиевого полевого шпата в плагиоклазе. Шлиф 51, николи +, увел. 50; *д* — коррозия кварцем (светлое) клинопироксена и граната в гнейсовидных эклогитоподобных породах. Шлиф 5, без анализатора, увел. 20

Рис. 9. Замещение биотитом граната в эклогитоподобной породе
Микрофото, шлиф 27-19, без анализатора, увел. 80

Рис. 10. Каймы плавления на контакте щелочного пикрита и эклогитоподобных пород

а — кайма плавления на контакте щелочного пикрита и зерен граната (*Gr*) в эклогитоподобных породах. Микрофото, шлиф 27-26, николи +, увел. 20; *б* — строение каймы плавления. Выделены зоны *А* и *В*, различающиеся по оптическим свойствам. Микрофото, шлиф 27-26, без анализатора, увел. 100

К статье Л.Ф. Добржинецкой

Рис. 5. Полосы излома в деформированном оливине

Фотография шлифа дунита из Пармского массива (Восточная Сибирь), николи X, увел. в 50 раз

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>А.Ф. Грачев, Н.И. Гулько, Л.Ф. Добржинецкая, Е.Р. Друбецкой, Г.А. Ефимова, И.Г. Ляпичев, Е.В. Наумова, Г.И. Суслов.</i> О вещественной, структурной и физической неоднородности в пределах одного образца шпинелевого лерцолита	8
<i>Л.К. Левский, Е.Р. Друбецкой.</i> Геохимия первичных и радиогенных изотопов в ксенолитах (обзор)	31
<i>А.И. Поляков.</i> К вопросу о составе аномальной мантии континентальных рифтовых зон Байкала и Восточной Африки	45
<i>Е.Р. Друбецкой, А.Ф. Грачев.</i> Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны. Изотопия гелия и аргона	54
<i>А.И. Киселев, В.Г. Семенова, Л.В. Соловьева, С.В. Рассказов, Б.М. Владимиров.</i> Глубинные ксенолиты в базальтах Байкальской рифтовой зоны и Токинского Становика	64
<i>В.Г. Семенова, Л.В. Соловьева, Б.М. Владимиров, Л.Л. Завьялова, В.Г. Баранкевич.</i> Стекла и закалочные фазы в глубинных включениях из щелочных базальтоидов Токинского Становика	73
<i>Л.В. Соловьева, Б.М. Владимиров, Л.Л. Завьялова.</i> Эволюция вещества верхней мантии на основании данных по глубинным ксенолитам из кимберлитов Сибирской платформы	96
<i>А.Я. Салтыковский.</i> Ксенолиты и верхняя мантия Монголии	108
<i>Д.А. Ионов, И.Н. Бушляков, В.И. Коваленко.</i> Минералы-концентраторы галогенов в верхней мантии: содержание F и Cl в мантийных флогопитах, амфиболе и апатите из вулкана Шаварын-Царам в МНР	117
<i>Е.В. Шарков, И.С. Пухтель.</i> Минералы эклогитов (гранатовых вебстеритов) и эклогитоподобных пород из трубки взрыва о-ва Еловый (Кольский полуостров)	127
<i>Е.В. Шарков, М. Рукие, А.С. Синдеев, Б. Хабиб, С. Ханна.</i> Первые результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах Сирии	148
<i>И.П. Новицкий, В.Н. Шилов.</i> Щелочно-базитовые ассоциации Канарских островов	156
<i>Ю.С. Геншафт.</i> Мегакристаллы высокого давления – проблемы петрологии	166
<i>А.Ф. Грачев, Л.Ф. Добржинецкая.</i> Структурная анизотропия мантийных ксенолитов из неогеновых вулканитов Центральной Европы и ее значение для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии литосферы	178
<i>Л.Ф. Добржинецкая.</i> Пластические деформации оливина (обзор экспериментальных данных и микроструктурный анализ)	194
<i>И.Л. Лапушонок.</i> Алгоритм обнаружения дискретного характера распределения (на примере исследования ультраосновных ксенолитов в базальтах)	212
<i>А.А. Бульбич.</i> О спонтанном разрушении твердых тел при фазовых переходах	215
<i>М.Б. Гейликман.</i> Кинетика кристаллизации с распадом	223

CONTENT

Preface	5
<i>A.F. Grachev, N.I. Gulko, L.F. Dobrzhinetskaya, E.R. Drubetskoi, G.A. Efimova, I.G. Lyapichev, E.V. Naumova, G.I. Suslov.</i> On the material, structural and physical inhomogeneity in one sample of spinel lherzolite	8
<i>L.K. Levisky, E.R. Drubetskoi.</i> Geochemistry of the primary and radiogenic isotopes in deep-seated xenoliths	31
<i>A.I. Polyakov.</i> On composition of the anomalous mantle beneath the Baikal and the East Africa	45
<i>E.R. Drubetskoi, A.F. Grachev.</i> Isotopes of He and Ar in basalts and ultrabasic xenoliths of the Baikal rift	54
<i>A.I. Kisilev, V.G. Semenova, L.V. Solovjeva, S.V. Rasskazov, B.M. Vladimirov.</i> Deep-seated xenoliths in basalts of the Baikal rift and Tokka Stanovik	64
<i>V.G. Semonova, L.V. Solovjeva, B.M. Vladimirov.</i> Glasses and quenched phases in deep-seated xenoliths from alkaline basalts of the Tokka Stanovik	73
<i>L.V. Solovjeva, B.M. Vladimirov, L.L. Zavjalova.</i> The evolution of the upper mantle material based on deep-seated inclusions data of the Siberian platform	96
<i>A.J. Saltykovsky.</i> Xenoliths and the upper mantle of the Mongolia	108
<i>D.A. Ionov, I.N. Busiljakov, V.I. Kovalenko.</i> Minerals – halogene concentrators in the upper mantle: F and Cl contents in mantle phlogopites, amoniboles and apatites from volcanoes (MPR)	117
<i>E.V. Sharkov, I.S. Puhtel.</i> Minerals of eclogites (garnet websterites) from pipes of Elov island (Kola peninsula)	127
<i>E.V. Sharkov, E. Rukie, A.S. Sindeev, B. Khabit, S. Khain.</i> The first results of deep-seated xenoliths study from basalts of Syria	148
<i>I.P. Novitsky, V.N. Shilov.</i> The alkaline–basic associations of the Canary islands	156
<i>J.S. Genshaft.</i> The high-pressure megacrystals – problems of petrology	166
<i>A.F. Grachev, L.F. Dobrzhinetskaya.</i> The structural anisotropy of mantle xenoliths from Neogene volcanics of the Central Europe and its significance for interpretation of azimuthal anisotropy of lithosphere	178
<i>L.F. Dobrzhinetskaya.</i> Plastic deformations of olivine (a review of experimental data and microstructural analysis)	194
<i>I.L. Lapushonok.</i> Algorithm for establishment of discrete character of distributions (on an example of ultrabasic xenoliths study)	212
<i>A.A. Bulbich.</i> On a spontaneous destruction of solid bodies under the phase changes	215
<i>M.B. Geilikman.</i> Kinetics of crystallization with melt	223

УДК 552.32

Грачев А.Ф., Гулько Н.И., Добржинецкая Л.Ф., Друбейцкой Е.Р., Ефимова Г.А., Ляличев И.Г., Наумова Е.В., Суслов Г.И. О вещественной, структурной и физической неоднородности в пределах одного образца шпинелевого лерцолита // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Детально изучен состав породообразующих минералов, редких элементов, микроструктура одного образца шпинелевого лерцолита из базальтов Богемского массива. Показано, что вариации состава минералов и редких элементов в одном образце обнаруживают значительные вариации, перекрывающие различия в составе минералов из ксенолитов ряда районов Байкало-Монгольского региона. Изучение упругих свойств ксенолита относительно длинной оси образца показало тесную связь с предпочтительной ориентировкой оливинов, также зависящую от формы образца.

Табл. 6, ил. 10, библиогр. 17 назв.

УДК 550.93; 500.43

Левский Л.К., Друбейцкой Е.Р. Геохимия первичных и радиогенных изотопов в ксенолитах: (Обзор) // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Приведенные данные по изотопному Sr, Nd, Pb, благородных газов в ксенолитах и базальтах. Вариация изотопного состава указанных элементов отмечает существование различных по изотопному составу мантийных резервуаров. Наряду с деплетированной существует первичная и, вероятно, обогащенная мантия. Происхождение последней, скорее всего, обусловлено процессами мантийного метасоматоза. Существование консервативных объемов в мантии определяется как наличием "мантийных изохрон" (по Sr и Pb), так и аномальным изотопным составом Xe. Исследования изотопного состава Sr, Nd, Pb в эклогитах и включениях в алмазах указывает в ряде случаев на уникальную древность этих объектов. Дополнительным подтверждением примитивности алмазов является измерение изотопного состава гелия в них.

Табл. 1, ил. 6, библиогр. 46 назв.

УДК 552.32

Поляков А.И. К вопросу о составе аномальной мантии континентальных рифтовых зон Байкала и Восточной Африки // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Обобщены данные по химическому составу ультраосновных включений в вулканических породах Кенийской и Бацкальской рифтовых зон. По результатам термобарометрических исследований построены расчетные геотермы. Проведена сравнительная характеристика химических составов разновидностей ультрабазальтов по главным и второстепенным элементам. По составу первичных мантийных выплавов установлены различия в химическом составе крупных блоков мантии под отдельными рифтовыми зонами. Для зон активного рифтогенеза предложена модель слоистой верхней мантии с участками, обогащенными несовместимыми элементами.

Табл. 5, ил. 4, библиогр. 25 назв.

УДК 550.93

Друбейцкой Е.Р., Грачев А.Ф. Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны. Изотопия гелия и аргона // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Изучен изотопный состав гелия и определен кажущийся K-Ar возраст коллекции образцов щелочных базальтов и содержащихся в них ультраоснов-

ных ксенолитов, которые по комплексу петрологических и геохимических данных рассматриваются как представители вещества верхней мантии. Получено существенное различие в изотопном составе гелия ультраосновных ксенолитов хр. Хамар-Дабан и Удокан. Вулканиты последнего содержат гелий, в значительной степени контаминированный коровой компонентой. По-видимому, источник вулканитов хр. Удокан характеризуется меньшим отношением $^3\text{He}/(\text{U} + \text{Th})$, чем хр. Хамар-Дабан, в ультраосновных ксенолитах которого содержится гелий с изотопным составом, близким к принимаемому для деплетированной мантии типа MORB. Кажущийся K-Ar возраст базальтов обоих регионов близок и составляет 5–7 млн. лет. Показано, что примесь избыточного аргона в изученных базальтах невелика и практически не сказывается на возрастных данных.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 27 назв.

УДК 552.32

Киселев А.И., Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Рассказов С.В., Владимиров Б.М. Глубинные ксенолиты в базальтах Байкальской рифтовой зоны и Токинского Становика // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Глубинные ксенолиты в базальтах Байкальской рифтовой зоны и Токинского Становика составляют две группы включений: хромдиопсидовую (лерцолитовую) и глинозем-авгитовую. Первая группа наиболее распространена и представляет шпинелевую область верхней мантии, лишь в единичных случаях среди включений встречаются гранат-шпинелевые и гранатовые лерцолиты. Группа глинозем-авгитовых включений, обогащенная алюминием, железом, титаном, кальцием и щелочами, обнаруживает реакционные отношения со шпинелевыми лерцолитами, связанные с проявлением мантийного метасоматоза. Широкие вариации равновесных температур (950–1300°С) среди включений и следы пластических деформаций, наблюдаемые в образцах, вероятно, отражают взаимодействие поднимающегося горячего мантийного материала с относительно холодной литосферной частью мантии в исследуемых районах континентального рифтогенеза и вулканизма.

Табл. 3, ил. 1, библиогр. 32 назв.

УДК 552.321.6+552.333.5:549.691.1 (571.56)

Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Завьялова Л.Л., Баранкевич В.Г. Стекла и закалочные фазы в глубинных включениях из щелочных базальтоидов Токинского Становика // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Исследованы составы стекол и закалочных фаз из участков плавления в трех глубинных включениях: шпинелевом лерцолите из лерцолитовой (Cr-диопсидовой) группы включений; флогопит-амфиболовом верлите и амфиболовом верлите из верлит-пироксенитовой (Al-авгитовой) группы включений. На основании полученных результатов авторы приходят к выводу о том, что плавление во всех изученных включениях является процессом неравновесным по отношению ко всему объему минералов, а также о том, что в целом плавление приводит к экстрагированию в расплав наиболее легкоплавких компонентов. Полученные данные не противоречат выводу, что плавление начинается в мантии до попадания мантийного материала в виде ксенолитов в базальтовый расплав и что основной источник щелочных базальтоидов — материал, соответствующий включениям верлит-пироксенитового типа и являющийся, по трактовке авторов, сильно метасоматизированным мантийным субстратом.

Табл. 4, ил. 7, библиогр. 13 назв.

Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Завьялова Л.Л. **Эволюция вещества верхней мантии на основании данных по глубинным ксенолитам из кимберлитов Сибирской платформы // Глубинные ксенолиты и строение литосферы.** М.: Наука, 1987.

Глубинные парагенезисы в ксенолитах рассматриваются как следствие метаморфических, магматических и метасоматических процессов, имевших место в верхней мантии Земли. На основании реконструкции первичной природы парагенезисов по сохранившимся реликтовым структурам, по исследованию контактовых взаимоотношений в образцах сложного состава, по выделению ранних и поздних минеральных ассоциаций, а также на базе массовых микрозондовых исследований авторы выделяют древние метаморфические, метамагматические и метасоматические образования в мантийной части литосферы, развитие которых соотносится с нуклеарной стадией Земли. Кроме того, выделены также более молодые протоплатформенные и платформенные магматиты и метасоматиты.

Ил. 11, библиогр. 25 назв.

УДК 550.42

Салтыковский А.Я. **Ксенолиты и верхняя мантия Монголии // Глубинные ксенолиты и строение литосферы.** М.: Наука, 1987.

На основании изучения глубинных включений в щелочных базальтах Монголии предлагаются модели глубинного строения и вещественного состава мантии для центральных и юго-восточных регионов страны. Вещественный состав в верхней мантии соответствует преимущественно шпинелевому лерцолиту. Приводится схема распространения глубинных включений на территории МНР.

Табл. 1, ил. 3, библиогр. 29 назв.

УДК 550.42:552.124.3

Ионов Д.А., Бушляков И.Н., Коваленко В.И. **Минералы-концентраты галогенов в верхней мантии: содержание F и Cl в мантийных флогопитах, амфиболе и апатите из вулкана Шаварын-Царам в МНР // Глубинные ксенолиты и строение литосферы.** М.: Наука, 1987.

На рентгеновском микроанализаторе JXA-5 определено содержание F и Cl в флогопите из 20 глубинных ксенолитов, 3 мегакристах флогопита, а также в амфиболе и апатите (по 1 ксенолиту) щелочно-базальтовой трубки Шаварын-Царам в Монголии. Изученные ксенолиты включают шпинелевые лерцолиты (обычные с редкой слюдой и слюдистые), черные и зеленые шпинелевые пироксениты, гранат-шпинелевые лерцолиты и пироксениты, слюдистые жилы в лерцолитах. Амфибол содержит 0,4% F и 0,02% Cl, апатит — 0,64% F и 2,10% Cl. В флогопитах концентрация F составляет 0,02–1,03%, Cl — 0,02–0,17, отношение F/Cl равно 0,18–52,0, а $F/(F+Cl)$ — 0,15–0,98. Содержание F в целом обратно пропорционально содержанию Cl; так, наиболее богатые F ($\geq 0,3\%$) флогопиты содержат не более 0,05% Cl, а флогопиты с $Cl \geq 0,1\%$ — не более 0,25% F. Обычные содержания F от 0,1 до 0,4%. С повышением температуры образования породы (от 850 до 1100°С по П. Уэллсу), содержание Cl в флогопите отчетливо возрастает, а F обнаруживает тенденцию к уменьшению, соответственно падают отношения F/Cl и $F/(F+Cl)$. Более глубинные гранат-шпинелевые ксенолиты в среднем богаче хлором, чем шпинелевые.

Табл. 1, ил. 4, библиогр. 14 назв.

УДК 552.2

Шарков Е.В., Пухтель И.С. Минералы эклогитов (гранатовых вебстеритов) и эклогитоподобных пород из трубки взрыва о-ва Еловый (Кольский полуостров) // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Изучены ксенолиты гранатовых вебстеритов (эклогитов) и гранатовых габбро (эклогитоподобных пород) из трубки взрыва карбонатизированных щелочных пикритов. Среди гранатовых вебстеритов выделяются две разновидности: с водосодержащими минералами (коринтин, биотит) и без них. Среди эклогитоподобных пород выделяются разновидности с массивной текстурой (гранатовые габбро) и происшедшие при их рассланцевании и гранитизации гнейсовидные породы. Показано, что по структурно-текстурным особенностям гранатовые вебстериты и гранатовые габбро близки к интрузивным образованиям. Подобные парагенезисы минералов возникают при $P = 17-18$ кбар и $T = 1300-1400^\circ\text{C}$. Микронзондовые определения состава минералов показали их близость во всей серии пород. По различным геотермометрам рассчитаны $P-T$ параметры формирования пород: $P = 12-14$ кбар, $T = 920-980^\circ\text{C}$. Предполагается, что эти более низкие оценки связаны с ионообменными реакциями между минералами уже после затвердевания пород, в условиях верхней мантии.

Табл. 8, ил. 10, библиогр. 23 назв.

УДК 552.2

Шарков Е.В., Рукие М., Синдеев А.С., Хабиб Б., Ханна С. Первые результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах Сирии // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Изучены ксенолиты в кайнозойских субщелочных базальтах и трубках взрыва Сирии. В базальтах ксенолиты представлены шпинелевыми лерцолиитами, мегакриты – преимущественно керсутитом, реже санидином и ильменитом. В трубке взрыва Наби-Матта встречены ксенолиты эклогитоподобных пород (гранатовых габбро); мегакристы представлены керсутитом и пироповым гранатом. Приведены химические составы ксенолитов, а также составы минералов, определенные с помощью микроанализатора.

Табл. 6, библиогр. 6 назв.

УДК 552.21

Новицкий И.П., Широв В.Н. Щелочно-базитовые ассоциации Канарских островов // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Рассматриваются петрографические и петрохимические характеристики щелочных базальтоидов Канарских островов, содержащих мантийные ксенолиты лерцолитового состава.

Табл. 4, ил. 6, библиогр. 11 назв.

УДК 552.11

Геншафт Ю.С. Мегакристаллы высокого давления – проблемы петрологии // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1978.

В щелочных базальтоидах широко распространены включения мегакристаллов минералов-аналогов основным породообразующим минералам (оливин, полевые, шпаты, моноклиновый и ромбический пироксен, титаномагнетит, ильменит и др.) и аксессуариям (гранаты, апатиты, корунд, циркон). Рассмотрены особенности состава и структурного состояния мегакристаллов, гипотезы их генезиса. Подвергнута критике гипотеза интрателлурического образо-

вания мегакристаллов, обосновывается флюидо-метасоматический механизм кристаллизации мегакристаллов в общем глубинном процессе генерации щелочно-базальтовых магм.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 42 назв.

УДК 551.14+550.347.097.23

Грачев А.Ф., Добржинецкая Л.Ф. Структурная анизотропия мантийных ксенолитов из неогеновых вулканитов Центральной Европы и ее значение для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии литосферы // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Работа посвящена анализу структурной анизотропии в ксенолитах шпинелевых лерцолитов из щелочных неогеновых лав, развитых в пределах Паннонского бассейна и Богемского массива Центральной Европы. Рассматривается геометрия формы ксенолитов и ее закономерная связь с предпочтительными ориентировками оливинов, определяющих внутреннюю структуру ксенолита. Делается предположение, что в аномальной мантии закладывается система параллельных зон пластического сдвига, геометрия которых предопределяет "фрагментирование" мантийных пород на блоки различных размеров. Этот процесс контролирует также формирование предпочтительных ориентировок кристаллической решетки породообразующих минералов — оливина и пироксена. Все эти явления порождают сейсмическую анизотропию глубинных зон литосферы. Дополнительным фактором в создании сейсмической анизотропии можно считать существование зон частичного плавления, которые локализируются в области наибольших касательных напряжений.

Ил. 9, библиогр. 20 назв.

УДК 551.242.31 (571.53)

Добржинецкая Л.Ф. Пластические деформации оливина: (Обзор экспериментальных данных и микроструктурный анализ) // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Статья посвящена обзору литературных данных по результатам экспериментальных работ, направленных на изучение пластических свойств оливина. Рассматриваются механизмы пластических деформаций оливина в различных диапазонах температур, давлений и скоростей деформации. Проводится разбор методик, с помощью которых возможно определить механизмы деформации природно-деформированных оливинсодержащих пород. Предлагается метод синоптических диаграмм для определения систем скольжения в оливине. Этот метод может быть использован при микроструктурном анализе деформированных оливинов. Рассматриваются методы оценки палеонапряжений по особенностям микростроения оливинсодержащих пород.

Ил. 10, библиогр. 36 назв.

УДК 550.34+523.4

Лапушонко И.Л. Алгоритм обнаружения дискретного характера распределения (на примере исследования ультраосновных ксенолитов в базальтах) // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Предложен алгоритм, позволяющий оценивать параметр, характеризующий периодичность расположения максимумов частот в распределениях. Исследованы распределения размеров субзерен и необласт оливинов ультраосновных ксенолитов и распределения минимальных и максимальных размеров случайных срезов ксенолитов. Во всех изученных распределениях наблюдается наличие характерных размеров, причем величина параметра, связывающего эти размеры, постоянна, не зависит от объекта и близка по значению к параметру, характеризующему дискретность распределения длин трещин и разломов земной коры.

Библиогр. 7 назв.

УДК 539.4

Б у л ь б и ч А.А. О спонтанном разрушении твердых тел при фазовых переходах // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Взаимодействие деформаций с параметром порядка приводит к возникновению напряженного состояния в теле и влияет на условия равновесия трещины. Концентрация напряжения на острие трещины в свою очередь может перевести вещество в другую фазу. В работе доказано, что функция напряжений вещества, испытывающего фазовый переход (который описывается в рамках теории Ландау), остается бигармонической. Это позволяет, применив методы плоской теории упругости, получить решение задач о плоской трещине в веществе, испытывающем фазовый переход и локальном фазовом переходе на конце трещины. Получен критерий равновесия трещины и выражение для ее критической длины, связанной с фазовым переходом. Область локального фазового перехода ограничена кардиоидой. Получено значение критического напряжения, при котором возникает локальный фазовый переход.

Ил. 1, библиогр. 16 назв.

УДК 551.2

Г е й л и к м а н М.Б. Кинетика кристаллизации с распадом // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987.

Рассматривается кинетика совместной кристаллизации двух твердых фаз из однофазного расплава в эвтектической системе и в системе с трикритической упорядоченностью в субсолидусной области. Описаны кинетический режим кристаллизации (совместный стационарный рост, колебательный попеременный рост, рост однородной твердой фазы) и соответствующие этим режимам структуры фазовых выделений.

Ил. 3, библиогр. 14 назв.

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ И СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

*Утверждено к печати
Советским комитетом
по Международной программе
"Литосфера"*

Редактор *В.И. Бондаренко*
Художник *А.В. Рубцова*
Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технические редакторы *И.И. Джиева,*
Г.И. Астахова
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37022

Подписано к печати 23.06.87. Т — 05593
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,0 + 0,8 вкл. Усл.кр.-отт. 16,2
Уч.-изд.л. 18,2. Тираж 600 экз. Тип. зак. 1633
Цена 3 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

В книге отражены первые результаты работ по проекту «Ксенолит» в рамках Международной программы «Литосфера». Проект «Ксенолит» объединяет исследования геологов, геохимиков и геофизиков по единой программе, реализация которой позволит расширить представления о процессах, происходящих на глубинах, недоступных для непосредственного изучения.

Ксенолиты шпинелевых и гранатовых лерцолитов, выносимые на поверхность Земли из глубин от 100 до 40 км при извержениях вулканов, известны на всех материках и океанических островах. Они являются единственным источником сведений о составе глубоких недр Земли.

Междисциплинарный подход к изучению глубинного вещества литосферы открывает новые перспективы для развития наук о Земле.

