

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ НЕСОВМЕСТИМЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В КРУПНОМ КСЕНОЛИТЕ ШПИНЕЛЕВОГО ЛЕРЦОЛИТА В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ ПАЛЕОВУЛКАНА ШАВАРЫН ЦАРАМ-1 (Западная Монголия)

Ф.П. Леснов, О.А. Козьменко, И.В. Николаева, С.В. Палесский

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия,*

Выполнено детальное геохимическое изучение шпинелевого лерцолита из крупного (12 × 22 × 30 см) ксенолита, имеющего ненарушенные контакты с вмещающим его щелочным базальтом (базанитом), которым заполнено эродированное жерло позднекайнозойского палеовулкана Шаварын Царам-1 (Западная Монголия). Пошаговое опробование и анализы ксенолита от одного контакта с базальтом до противоположного выполнены на проходящем через его центр срезе вдоль поперечного профиля: для валовых проб лерцолита и базальта (метод ICP-MS) — с шагом 15—20 мм, для кристаллов оливина, ортопироксена, клинопироксена, хромшпинели и микротрещинного вещества (метод LA ICP-MS) — с шагом 4—10 мм. По объему ксенолита несовместимые элементы-примеси, прежде всего легкие РЗЭ, распределены очень неравномерно как в лерцолите, так и в его минералах, а также в микротрещинном веществе. В некоторых их пробах обнаружено аномальное обогащение легкими РЗЭ. Сравнение наблюдаемого распределения несовместимых элементов в лерцолите с его модельным редкоземельным составом, рассчитанным по количественно-минеральному составу, приводит к заключению о том, что помимо структурной примеси, находящейся в минералах лерцолита, переменные количества этих элементов сосредоточены в межзерновых и внутризерновых микротрещинах породы в форме неструктурной примеси. Эксперименты по кислотному выщелачиванию этой неструктурной примеси показали, что она характеризуется намного более высокими значениями параметра $(La/Yb)_n$ (180) по сравнению с вмещающим базальтом (33) и особенно с лерцолитом (1.5—3.6). В продуктах выщелачивания лерцолита, особенно из центральной части ксенолита, также обнаружены P и Ca, между которыми установлена значимая прямая корреляция. Последнее указывает на то, что в составе микротрещинного вещества присутствует в заметных количествах апатит, который концентрирует в себе значительные количества представленных в микротрещинном веществе легких РЗЭ.

Совокупность полученных данных по геохимии исследованного ксенолита, обогащенность вмещающего ксенолит щелочного базальта легкими РЗЭ и другими несовместимыми элементами, а также выявленная неравномерность их распределения в объеме ксенолита, привели к заключению, что одним из наиболее вероятных механизмов аномального и неравномерного обогащения лерцолита неструктурной примесью РЗЭ и других подвижных элементов была инфильтрация ксенолита богатыми этими примесями флюидов, которые отделялись от базальтов в процессе их подъема и проникали в него по сети микротрещин.

Мантйные ксенолиты, шпинелевые лерцолиты, геохимия, редкоземельные и редкие элементы, флюиды щелочных базальтов, Монголия.

RESIDENCE OF INCOMPATIBLE TRACE ELEMENTS IN A LARGE SPINEL LHERZOLITE XENOLITH FROM ALKALI BASALT OF SHAVARYN TSARAM-1 PALEOVOLCANO (western Mongolia)

F.P. Lesnov, O.A. Koz'menko, I.V. Nikolaeva, and S.V. Palesskii

We have studied a large (12 × 22 × 30 cm) spinel lherzolite xenolith with undeformed margins in alkali basalt (basanite) from the eroded crater of Late Cenozoic Shavaryn Tsaram-1 volcano in western Mongolia. The xenolith was sampled along its median transversal profile, at every 15—20 mm for bulk chemistry of lherzolite and basalt (ICP MS) and at 4—10 mm for the chemistry of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and Cr-spinel minerals, and of material filling cracks (LA ICP MS). Incompatible elements (especially LREE) are distributed unevenly over the xenolith, both in lherzolite and in its constituent minerals, as well as in crack-filling material, with abnormal LREE enrichment in some specimens. Judging by the measured trace-element spectra compared with the model patterns, incompatible elements reside in different amounts as interstitial impurity in cracks inside and between mineral grains in lherzolite, also being a substitutional impurity in the lherzolite constituent minerals. Experimental acid leaching of specimens from sites of high crack density showed $(La/Yb)_n$ ratios in the crack fill to be much higher than in the basalt host and more so in bulk lherzolite (180 against 33 and 1.5—3.6, respectively). The proportional contents of P and Ca in the leaching solution, especially in that from the xenolith's center, mark the presence of an apatite microphase, which can be a LREE repository.

The observed patterns of LREE and other incompatible elements in the xenolith and in the host alkali basalt fit a model implying that mobile elements residing as interstitial impurity came with fluids which were released from rising basaltic magma and percolated into the xenolith along cracks.

Mantle xenolith, spinel lherzolite, trace-element chemistry, REE and incompatible elements, alkali basalt fluids, Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы минералогии, геохимии и петрологии разнотипных ультрамафитовых ксенолитов из щелочных базальтов, как и из кимберлитов, многие десятилетия остаются одним из важных направлений в изучении состава и эволюции вещества верхней мантии на глубинах до 200 км. По результатам изучения ультрамафитовых ксенолитов более чем из 120 щелочно-базальтоидных провинций мира, было, в частности, показано, что одним из отличительных свойств этих пород является присущее им неравномерное обогащение легкими РЗЭ и другими несовместимыми элементами, что не согласуется с моделью их формирования в качестве мантийных реститов. В отличие от ультрамафитовых реститов, которые представлены в массивах и в которых также часто наблюдается подобное обогащение, их аналоги из глубинных ксенолитов в своем большинстве не подвергались серпентинизации, что благоприятствует их детальному геохимическому изучению [Frey, Green, 1974; Агафонов и др., 1977; Irving, 1980; Stosch, Seck, 1980; Когарко и др., 1986; Stosch et al., 1986; Ионов, 1988; Рябчиков и др., 1988; Коваленко и др., 1989; Ionov et al., 1994; Шубина и др., 1997; Garrido et al., 2000; Леснов, 2003, 2007; Леснов и др., 2007, 2009; Головин, Шарыгин, 2007]. При интерпретации указанного обогащения ксенолитов подвижными элементами предполагались различные варианты процессов, в том числе «мантийный метасоматоз», просачивание базальтовых расплавов в ксенолиты, а также инфильтрация флюидных компонентов, которые выделялись базальтовыми расплавами при их подъеме. При рассмотрении закономерностей распределения редкоземельных и других несовместимых элементов-примесей в кимберлитах и содержащихся в них ультрамафитовых ксенолитах влиянию флюидных компонентов также отводится важная роль, при этом исследователи обычно приписывают этим флюидам мантийное происхождение [Костровицкий и др., 2007; Соловьева и др., 2008].

Изучение одного из крупных ксенолитов шпинелевых лерцолитов из базальтов палеовулкана Шаварын Царам позволило нам получить некоторые дополнительные данные о возможных причинах аномального обогащения ультрамафитовых реститов из мантийных ксенолитов несовместимыми элементами-примесями.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеовулкан Шаварын Царам-1 обнажается в виде значительно эродированного некка, являясь одной из диатрем в ареале распространения позднекайнозойских щелочных базальтоидов Тариатской депрессии в западной части Монголия (48°12' с.ш., 100° в.д.) (рис. 1). В слагающих некк базальтах в большом количестве представлены ксенолиты мантийных ультрамафитов, а также некоторых пород коры. В своем большинстве ксенолиты ультрамафитов имеют овальную форму, реже в них наблюдаются плоские ограничения. Размеры ксенолитов варьируют от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Подавляющее их количество представлено шпинелевыми лерцолитами, реже встречаются пироп-шпинелевые и пироповые их разновидности. Все они характеризуются хорошей сохранностью минералов и отсутствием амфиболов и слюд. Щелочные базальты, среди которых находятся ксенолиты, обычно имеют порфировую структуру, нередко встречаются пемзовидные разновидности. В качестве вкрапленников они содержат различного размера ксенокристаллы пироба, санидина, авгита, титан-флогопита, а также оливина и ортопироксена. По химическому составу эти базальты соответствуют нефелин-лейцитовым базанитам [Агафонов и др., 1977], а по уровню накопления и характеру распределения несовместимых элементов-примесей они сравнимы с базальтами океанических островов. По данным Ar-Ar анализа санидина, возраст базальтов составил 0.42 млн лет [Кривоносова и др., 2005].

Исследованный ксенолит шпинелевого лерцолита был отобран в 1973 г. при посещении палеовулкана Шаварын Царам. Он представляет собой фрагмент размером 12 × 22 × 30 см, имеющий ненарушенные контакты с вмещающим его щелочным базальтом (рис. 2). Ксенолит сложен однородным по макроструктуре шпинелевым лерцолитом, в составе которого преобладают светло-зеленые полупрозрачные кристаллы оливина субизометричной формы. В подчиненных количествах в нем присутствуют призматические кристаллы ортопироксена и клинопироксена, а также красновато-бурые выделения акцессорной хромшпинели. Многие зерна минералов рассеяны микротрещинами, количество которых несколько увеличивается вблизи контакта ксенолита с базальтом. При этом не были выявлены признаки просачивания базальтового расплава в ксенолит, а также реакционного воздействия между ними. Отметим, что в

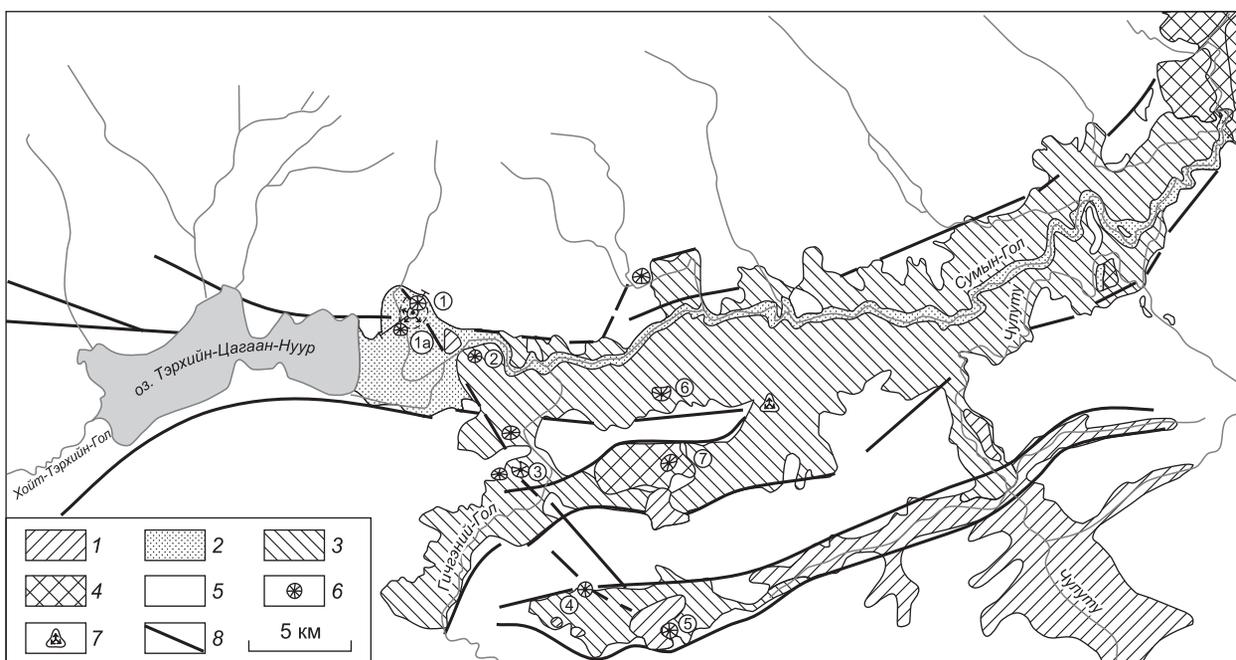


Рис. 1. Положение палеовулкана Шаварын Царам-1 в пределах Тариатской позднечетвертичной щелочно-базальтоидной провинции, по [Кривоносова и др., 2005].

1 — современные рыхлые отложения; базальты нижней (2), средней (3) и верхней (4) лавовых террас; 5 — горное обрамление Тариатской впадины; 6 — палеовулканы (1 — Хорго; 2 — Старый Хорго; 3 — Гичэнэ; 4 — Шаварын Царам-1; 5 — Шаварын Царам-2; 6 — Дзалан-Тологой; 7 — Он-Цаган); 7 — лавовый купол; 8 — разломы.

некоторых ультрамафитовых ксенолитах палеовулкана Шаварын Царам был обнаружен муассанит [Леснов и др., 1976; Леснов, 2006], что свидетельствует о резко восстановительных условиях формирования этих пород.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Весь комплекс аналитических исследований ксенолита шпинелевых лерцолитов был выполнен в лабораториях Аналитического центра ИГМ СО РАН. На проходящем через центр ксенолита срезе, вдоль профиля от одного его контакта с базальтом к противоположному с помощью алмазной коронки был проведен пошаговый (интервал 15—20 мм) отбор микрокерновых проб лерцолита и базальта для проведения анализов на макро- и микроэлементы. Вдоль этого же профиля были выполнены анализы химического и микроэлементного составов минералов (оливин, ортопироксен, клинопироксен, хромшпинель) и микротрещинного вещества (интервал 4—10 мм). Содержание главных химических элементов в валовых пробах определялось рентгенофлуоресцентным методом (РФА). Анализ главных компонентов в минералах выполнен рентгеноспектральным методом с использованием микрозонда JXA-8100. Определение элементов-примесей в минералах выполнено методом LA-ICP-MS с использованием приставки для лазерной абляции. Содержание элементов-примесей (PЗЭ, Ba, Sr, Rb, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U) в валовых пробах лерцолита и базальта, а также в продуктах их кислотного выщелачивания определено

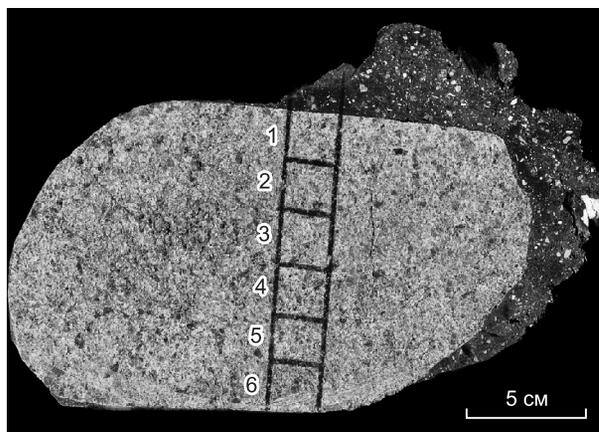


Рис. 2. Общий вид ксенолита шпинелевого лерцолита в контакте со щелочным базальтом и схема отбора препаратов-пластинок (черные квадраты) для выполнения экспериментов по кислотному выщелачиванию.

методом ICP-MS на масс-спектрометре Element (фирма Finnigan MAT) по методике, изложенной в работе [Шацкий и др., 2006].

Для анализа микроэлементного состава легкорастворимых микротрещинных веществ из лерцолита и базальта были выполнены эксперименты по их выщелачиванию с помощью разбавленных растворов HCl. Для этого вдоль поперечного профиля через ксенолит, как это показано на рис. 2, были вырезаны препараты-пластинки толщиной около 0.1 мм и площадью около 1.5 см² каждая. Эти пластинки, предварительно промытые в этиловом спирте и дистиллированной воде, помещались в закрытые полистироловые пробирки с раствором 0.1% HCl, в котором они выдерживались 4 ч. После этого отбиралась часть полученного для каждой пластинки раствора объемом 1 мл для его анализа на РЗЭ и другие элементы-примеси методом ICP-MS. Чувствительность метода атомно-эмиссионной спектроскопии (AES-ICP), с помощью которого в продуктах выщелачивания определялись некоторые петрогенные элементы (P, Ca, Mg, Al, Na, K), ниже, чем чувствительность метода ICP-MS. Поэтому для выполнения этих анализов те же препараты-пластинки подверглись более длительному выщелачиванию в течение 1 мес.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Шпинелевые лерцолиты, слагающие подавляющее количество ксенолитов в базальтах палеовулкана Шаварын Царам, по химическому составу близки к пиrolиту [Рингвуд и др., 1968], в то время как состав вмещающих их базальтов соответствует составу базанитов (табл. 1). При этом суммарное содержание РЗЭ в лерцолитах более чем в 20 раз ниже, чем в базальте (табл. 2). По сравнению с примитивной мантией исследованный шпинелевый лерцолит обогащен Th, U, Nb и легкими РЗЭ, а также истощен Ba, Ta, Zr (рис. 3). Повышенные содержания Zr и Hf в анализе 1, возможно, обусловлены их привнесением из базальтов. По объему ксенолита главные компоненты распределены равномерно, а в распределении элементов-примесей, особенно легких РЗЭ, выявлена значительная неравномерность, при этом во всех пробах наблюдаются в различной степени повышенные содержания легких РЗЭ (рис. 4).

Оливин, представленный в лерцолите исследованного ксенолита, по составу отвечает хризолиту: Mg# = 89.2—89.6 %. Было определено, что его зерна из центральной зоны ксенолита характеризуются более высокими содержаниями CaO по сравнению с зернами из периферической зоны, а также ксенокристаллами из базальта вблизи ксенолита. Предполагается, что эти различия обусловлены более значительной перекристаллизацией зерен этого минерала из внешней зоны ксенолита из-за термического воздействия базальтового расплава. Последнее, очевидно, способствовало более интенсивному рафинированию кристаллической решетки оливина и удалению из нее некоторых количеств структурной примеси Ca.

Ортопироксен, состав которого соответствует магнезиальному бронзиту (Mg# = 89.3—90.2 %), содержит повышенные количества Al₂O₃ и Na₂O, что может быть следствием кристаллизации при повышенном давлении. Содержание CaO в зернах этого минерала из центральной зоны ксенолита несколько выше (1—1.1 мас.%), чем в зернах из его внешней зоны (0.71—0.89 мас.%). Рассчитанная по содержанию CaO [Sachtleben, Seck, 1981] температура равновесия ортопироксена из внутренней зоны ксенолита составила 1080 °C.

Клинопироксен, представленный диопсидом (Mg# = 91 %), также характеризуется повышенными содержаниями Al₂O₃ и Na₂O, что предполагает кристаллизацию при повышенном давлении. Так, по данным [Агафонов и др., 1977], давление, при котором формировались шпинелевые лерцолиты из ксенолитов палеовулкана Шаварын Царам, могло составлять порядка 17 кбар.

Хромшпинелиды из исследованного лерцолита характеризуются очень низкой хромистостью (Cr# = 7.9—8.2 %) и относятся к ряду плеонаст—герцинит. Полученная на основе параметра Cr# с использованием методики [Page et al., 2008] оценка вероятной степени частичного плавления мантийного источника, при которой формировались эти лерцолиты, составила порядка 5 %.

Таблица 1. Средние химические составы (мас.%) шпинелевых лерцолитов из ксенолитов и вмещающих их щелочных базальтов палеовулкана Шаварын Царам

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	П.п.п.	Сумма
<i>Мокрая химия</i>																	
Базальт (n = 2)	43.80	2.22	15.79	4.36	7.35	0.15	6.54	4.40	5.91	4.85	2.34	0.10	—	—	—	0.54	98.34
<i>РФА</i>																	
Шпинеле- вый лерцо- лит (n = 9)	44.30	0.14	3.56	0.59	7.71	0.14	2.90	39.39	0.32	0.03	0.05	0.20	0.39	0.28	0.01	—	99.76

Таблица 2. Содержание редкоземельных и редких элементов в шпинелевом лерцолите из ксенолита и во вмещающем его щелочном базальте, г/т

Элемент	Базальт	Шпинелевый лерцолит					
	(б-т)	1	2	3	4	5	6
La	59	1.1	1.3	1.3	1.7	3.6	2.6
Ce	106	2.6	2.7	2.6	3.1	5.3	4.6
Pr	14	0.35	0.42	0.42	0.47	0.71	0.60
Nd	51	1.6	1.8	1.9	1.9	2.7	2.3
Sm	8.9	0.42	0.49	0.53	0.41	0.71	0.61
Eu	2.4	0.14	0.14	0.20	0.16	0.23	0.16
Gd	7.9	0.57	0.63	0.75	0.62	0.90	0.64
Tb	0.95	0.090	0.090	0.14	0.11	0.14	0.12
Dy	4.9	0.64	0.63	0.88	0.75	1.1	0.74
Ho	0.81	0.14	0.14	0.20	0.16	0.22	0.16
Er	1.9	0.42	0.42	0.54	0.52	0.63	0.48
Tm	0.27	0.071	0.070	0.077	0.086	0.078	0.082
Yb	1.2	0.42	0.35	0.54	0.55	0.67	0.49
Lu	0.14	0.071	0.070	0.077	0.086	0.078	0.067
Сумма	259	8.6	9.3	10	11	17	14
(La/Yb) _n	33.2	1.8	2.5	1.6	2.1	3.6	3.6
Rb	58	0.43	0.43	0.41	0.83	0.49	0.64
Sr	10	19	21	24	22	36	29
Y	21	3.9	3.8	4.9	4.0	5.3	4.0
Zr	237	46	18	12	8.4	8.3	7.1
Nb	59	2.5	0.25	0.31	—	1.3	0.74
Ba	842	4.0	2.0	6.4	5.9	6.9	5.2
Hf	6.0	0.85	0.35	0.31	0.26	0.28	0.27
Ta	3.5	0.025	0.03	0.028	0.025	0.025	0.030
Th	5.9	0.31	0.078	0.080	0.093	0.14	0.12
U	1.5	0.030	0.040	0.028	0.031	0.057	0.030
Co	40	105	97	86	81	97	86

Примечание. 1–6, б-т — номера анализов (см. рис. 2).

В кристаллах оливина, ортопироксена, клинопироксена и хромшпинели, а также в хорошо видимых под микроскопом участках сгущения межзерновых микротрещин из различных частей ксенолита были определены содержания РЗЭ и ряда других примесей. Согласно определениям, в зернах оливина эти элементы распределены очень неравномерно, при этом многие из них оказались обогащенными легкими РЗЭ (табл. 3). Предполагается, что подобное аномальное обогащение оливинов этими элементами обусловлено их накоплением в качестве неструктурной примеси в микротрещинах его зерен. В кристаллах ортопироксена, за исключением небольшого количества зерен, также установлено неравномерное обогащение неструктурной примесью легких РЗЭ (см. табл. 3). Проанализированные зерна клинопироксена имеют одинаковый уровень накопления РЗЭ и, в отличие от зерен оливина и ортопироксена, не обогащены неструктурной примесью легких РЗЭ (см. табл. 3). В хромшпинелидах из-за очень низких концентраций были определены только отдельные РЗЭ. В то же время в одном из зерен установлено присутствие некоторых количеств их неструктурной примеси (см. табл. 3).

Как сказано выше, на участках видимого под микроскопом сгущения микротрещин, секущих лерцолит и зерна его минералов, методом LA-ICP-MS был выполнен анализ РЗЭ. Согласно этим данным, содержащееся в микротрещинах вещество неравномерно обогащено РЗЭ, особенно легкими элементами (табл. 4, рис. 5). При этом образцы А-10 и А-40, в которых отмечено наибольшее содержание этих примесей, были отобраны в точках, менее других удаленных от контактов ксенолита с базальтом, соответственно на 10 и 27 мм.

На основе анализов валовых проб лерцолита, а также анализов отдельных зерен его минералов, не содержащих повышенных количеств легких РЗЭ, были рассчитаны средние редкоземельные составы, нанесенные на диаграмму в виде соответствующих хондрит-нормированных спектров (рис. 6). На эту диаграмму также нанесены спектры модельных редкоземельных составов лерцолита, рассчитанных, исходя из двух вариантов количественно-минерального состава: 1) ОI — 55, Орх — 35, Срх — 10 %; 2) ОI — 55, Орх — 25, Срх — 20 %. В связи с тем, что, как сказано выше, все проанализированные нами зерна оливина из лерцолита показали неравномерное и нередко значительное обогащение легкими РЗЭ,

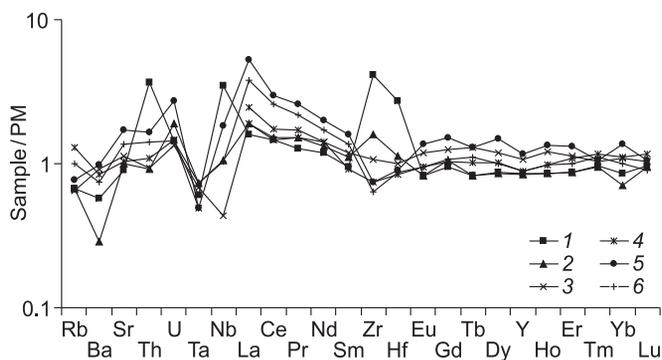


Рис. 3. Мультиэлементные спектры распределения нормированных на примитивную мантию (PM) [Sun, McDonough, 1989] содержаний несовместимых элементов-примесей в валовых пробах шпинелевого лерцолита, отобранных вдоль профиля от одного края ксенолита к другому.

Номера спектров соответствуют номерам анализов в табл. 2.

то при расчете модельного состава этой породы были использованы приведенные ниже данные выполненного анализа специальной пробы этого минерала из другого ксенолита данного проявления, которая была предварительно тщательно очищена и промыта (г/т): La (0.026), Ce (0.017), Pr (0.013), Nd (0.0055), Sm (0.0039), Eu (0.0022), Gd (0.0017), Tb (0.0014), Dy (0.0012), Ho (0.0007), Er (0.0009), Tm (0.0008), Yb (0.0011), Lu (0.0017).

Анализ продуктов выщелачивания микротрещинного вещества дает представление о распределении в нем редкоземельных, редких и некоторых петрогенных элементов (табл. 5, рис. 7). Отметим, что для построения редкоземельных спектров микротрещинного вещества первоначальные концентрации элементов в продуктах выщелачивания были предварительно приведены к массе анализируемой пробы лерцолита. Поэтому, если принять во внимание, что масса выщелоченного из каждой пробы вещества составляла менее 1 мг, то концентрации элементов в содержащем их твердом веществе должны были быть увеличены примерно в 200—500 раз. Из представленных данных следует, что продукты выщелачивания микротрещинного вещества из шпинелевого лерцолита, слагающего исследованный ксенолит, по характеру распределения и отношению $(La/Yb)_n$ (180) близки к апатиту. Важно подчеркнуть, что полученное значение параметра $(La/Yb)_n$ для продуктов выщелачивания сравнимо с его значениями, установленными для аксессуарных апатитов из некоторых лерцолитов [Belousova et al., 2002]. Этот факт позволяет предполагать, что богатый легкими РЗЭ апатит является одной из преобладающих микрофаз в составе микротрещинного вещества, содержащегося в исследованном шпинелевом лерцолите.

Для выявления возможных связей между микроэлементным составом микротрещинного вещества в изученном лерцолите и расположением препаратов-пластинок по разрезу ксенолита были выполнены соответствующие расчеты. Они показали, что в распределении некоторых элементов-примесей в продуктах выщелачивания микротрещинного вещества лерцолита проявляются признаки концентрической зональности (рис. 8).

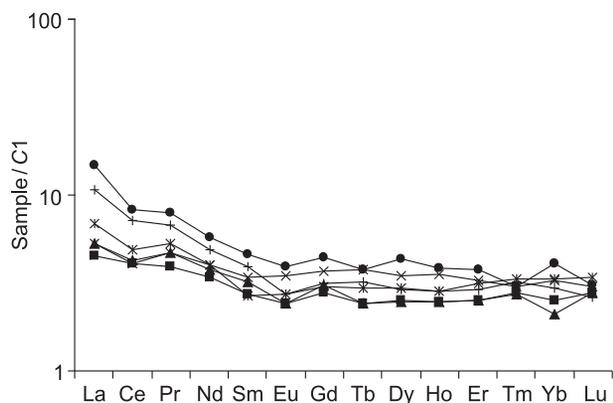


Рис. 4. Редкоземельные спектры шпинелевого лерцолита по данным анализов его валовых проб, отобранных по профилю вдоль поперечного сечения через ксенолит (см. рис. 2).

Здесь и далее нормирование РЗЭ выполнено по составу хондрита C1 [Evensen et al., 1978]. Усл. обозн. см. на рис. 3.

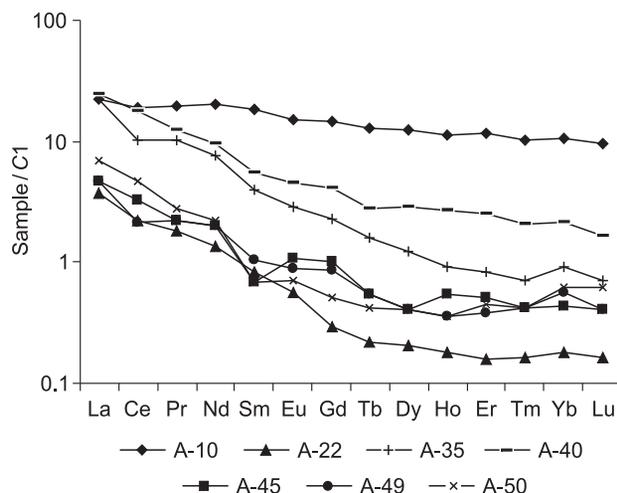


Рис. 5. Редкоземельные спектры, построенные по результатам анализов микротрещинного вещества из различных зон исследованного ксенолита шпинелевого лерцолита (по данным табл. 4).

Таблица 3. Представительные анализы редкоземельных элементов в ортопироксенах, клинопироксенах и хромшпинелидах из шпинелевого лерцолита, слагающего ксенолит, г/т

Элемент	Ортопироксен			Клинопироксен				Хромшпинелид		
	A-26	A-33	A-36	A-8	A-11	A-16	A-19	A-17	A-31	A-42
La	0.008	0.002	0.003	1.5	1.1	0.86	1.3	0.027	Н.о.	0.001
Ce	0.021	0.003	0.012	4.9	3.8	2.9	3.6	0.063	»	0.001
Pr	0.003	0.001	0.003	1.1	0.82	0.61	0.76	0.006	»	0.001
Nd	0.024	0.015	0.024	6.9	5.8	4.2	4.8	Н.о.	»	Н.о.
Sm	0.018	0.010	0.012	3.0	2.6	1.7	1.9	0.004	0.003	»
Eu	0.007	0.004	0.007	1.1	0.94	0.65	0.72	0.003	Н.о.	»
Gd	0.026	0.022	0.016	4.3	3.9	2.5	3.0	Н.о.	0.001	»
Tb	0.010	0.004	0.008	0.78	0.61	0.44	0.50	0.001	Н.о.	0.001
Dy	0.081	0.032	0.061	5.5	4.4	3.2	3.5	Н.о.	0.001	0.001
Ho	0.018	0.017	0.018	1.2	1.0	0.70	0.82	»	0.001	Н.о.
Er	0.087	0.076	0.087	3.9	3.2	2.2	2.4	»	0.004	»
Tm	0.018	0.015	0.018	0.51	0.44	0.29	0.31	»	0.001	0.002
Yb	0.150	0.132	0.154	3.5	3.0	2.1	2.3	0.003	0.005	Н.о.
Lu	0.026	0.025	0.029	0.49	0.39	0.27	0.31	Н.о.	0.002	»
Сумма	0.50	0.36	0.45	38.7	32.0	22.6	26.2	—	—	—
$(La/Yb)_n$	0.04	0.01	0.01	0.28	0.25	0.28	0.39	7.4	—	—

Примечание. Н.о. — элемент не обнаружен, прочерк — нет данных.

Таблица 4. Представительные анализы редкоземельных элементов в микротрещинном веществе из различных зон ксенолита шпинелевого лерцолита, г/т

Элемент	Номер анализа							
	A-10	A-22	A-32	A-35	A-40	A-45	A-49	A-50
La	5.32	0.87	0.39	5.30	5.80	1.10	1.10	1.60
Ce	11.5	1.32	0.33	6.16	10.7	2.00	1.30	2.80
Pr	1.75	0.16	0.066	0.91	1.1	0.20	0.20	0.25
Nd	9.05	0.62	0.25	3.48	4.3	0.90	0.90	1.00
Sm	2.61	0.12	0.035	0.58	0.80	0.10	0.15	0.10
Eu	0.85	0.031	0.016	0.16	0.25	0.06	0.050	0.04
Gd	2.86	0.057	0.041	0.45	0.80	0.20	0.17	0.10
Tb	0.46	0.008	0.005	0.058	0.10	0.02	0.020	0.015
Dy	3.01	0.050	0.022	0.30	0.70	0.10	0.10	0.10
Ho	0.63	0.010	0.004	0.051	0.15	0.03	0.020	0.020
Er	1.83	0.025	0.012	0.13	0.40	0.08	0.060	0.070
Tm	0.25	0.004	0.003	0.017	0.05	0.01	0.010	0.010
Yb	1.70	0.029	0.013	0.15	0.35	0.07	0.090	0.100
Lu	0.23	0.004	0.001	0.017	0.04	0.01	0.010	0.015
Сумма	42.1	3.31	1.20	17.8	25.5	4.9	4.18	6.22
$(La/Yb)_n$	2.1	20.3	20.8	23.3	11.2	10.6	8.25	10.8

Анализы химического состава продуктов выщелачивания препаратов-пластинок лерцолита свидетельствуют о том, что во внутренней зоне ксенолита (пластинки 2, 3, 4) сосредоточены повышенные количества растворимых соединений Са и Р по сравнению с его внешней зоной (пластинки 1 и 5) (рис. 9). Вместе с тем в распределении Na и Al подобная зональность не проявляется. На основе результатов этих анализов микротрещинного вещества в нем была обнаружена значимая прямая корреляционная зависимость между содержаниями Са и Р (рис. 10). Это согласуется с рассмотренным выше предположением о том, что в составе микротрещинного вещества важная роль может принадлежать апатиту. Следует подчеркнуть, что значения параметра $(La/Yb)_n$ в продуктах выщелачивания из лерцолита существенно выше, чем этот показатель во вмещающем ксенолит щелочном базальте (33) и тем более в самом лерцолите (1.5—3.6) (см. табл. 2).

Таблица 5. Содержания редкоземельных, редких и петрогенных элементов в продуктах кислотного выщелачивания препаратов-пластинок из шпинелевого лерцолита и базальта (в пересчете на твердое вещество), г/т

Элемент	Базальт	Шпинелевый лерцолит					
	б-т	1	2	3	4	5	6
La	1.56	0.015	0.274	0.643	0.485	0.075	0.149
Ce	2.68	0.030	0.316	1.118	0.513	0.114	0.112
Pr	0.39	0.0035	0.056	0.123	0.073	0.013	0.032
Nd	1.42	0.0114	0.167	0.363	0.220	0.039	0.099
Sm	0.23	0.0017	0.019	0.042	0.023	0.005	0.011
Eu	0.054	0.0005	0.004	0.009	0.006	0.001	0.003
Gd	0.25	0.0020	0.016	0.038	0.021	0.005	0.014
Tb	0.028	0.0003	0.002	0.003	0.002	0.0005	0.001
Dy	0.12	0.0013	0.005	0.015	0.007	0.002	0.005
Ho	0.018	0.0002	0.001	0.002	0.0013	0.0003	0.001
Er	0.044	0.0004	0.002	0.007	0.0032	0.0008	0.001
Tm	0.004	0.0001	0.0001	0.001	0.0004	0.0001	0.000
Yb	0.024	0.0004	0.0014	0.004	0.0022	0.0005	0.001
Lu	0.003	0.0001	0.000	0.000	0.0003	0.0001	0.000
Rb	0.245	0.055	0.030	0.009	0.069	0.003	0.004
Sr	5.0	0.32	0.88	1.66	1.10	0.17	0.65
Y	0.44	0.018	0.019	0.060	0.028	0.007	0.016
U	0.055	0.012	0.006	0.009	0.002	0.001	0.002
Th	0.027	0.001	0.003	0.010	0.003	0.001	0.003
Ba	2.80	1.13	0.56	0.71	0.40	0.24	0.64
Al	300	20.0	21.5	19.4	21.3	20.9	21.0
Na	215	10.6	7.8	6.3	9.4	6.6	6.7
P	877	4.9	63.0	42.7	44.4	17.5	41.0
Ca	1098	32	74	55	54	42	54

Примечание. б-т, 1—6 — номера анализов (см. рис. 2).

На основе результатов анализов лерцолита и базальта, а также продуктов их кислотного выщелачивания были получены оценки некоторых геохимических параметров (рис. 11). Из них следует, что базальт и продукты его выщелачивания почти не отличаются по значениям отношения La/Yb (50—60). В отличие от базальта, лерцолит характеризуется намного более низким его значением (4—6) по сравнению с продуктами его выщелачивания (около 200). Можно добавить, что в этих последних указанное отношение несколько увеличивается от внешней зоны ксенолита к его центру. Значения параметров Sr/Ba, Sr/Rb, Th/U также несколько возрастают в указанном направлении. Что касается тяжелых РЗЭ, а также Nb, то в продуктах выщелачивания лерцолита они были определены на уровне пределов обнаружения метода, в то время как Zr, Hf и Ta в них были ниже этого уровня.

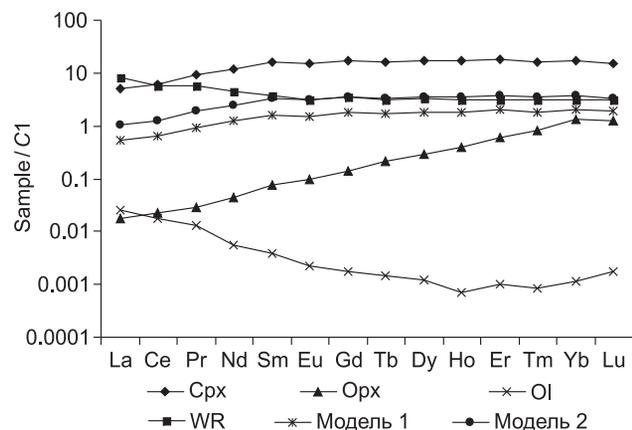


Рис. 6. Редкоземельные спектры распределения средних содержаний элементов в оливинах (Ol), ортопироксенах (Orx) и клинопироксенах (Cpx) из шпинелевого лерцолита, слагающего изученный ксенолит, а также их среднего содержания в валовых пробах этого лерцолита (WR).

Показаны спектры модельных редкоземельных составов лерцолита, рассчитанных для двух вариантов количественно-минеральных составов: Ol — 55 %, Orx — 35 %, Cpx — 10 % (модель 1); Ol — 55 %, Orx — 25 %, Cpx — 20 % (модель 2).

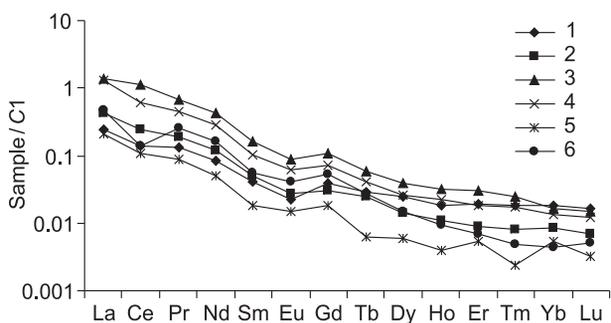


Рис. 7. Редкоземельные спектры продуктов выщелачивания из шпинелевого лерцолита, отобранных по профилю вдоль поперечного сечения ксенолита.

1—6 — см. рис. 2.

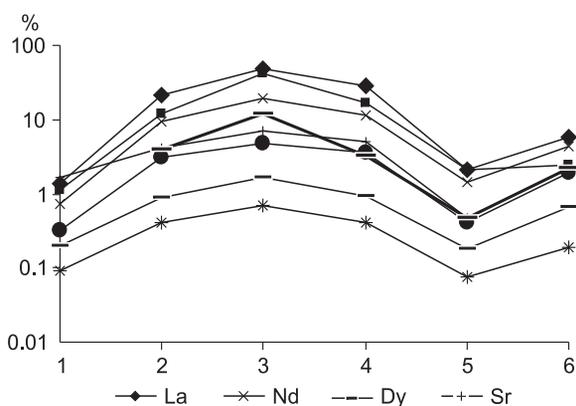


Рис. 8. Распределение концентраций некоторых РЗЭ, а также Sr и Th в продуктах выщелачивания из шпинелевого лерцолита, выраженных в процентах по отношению к их концентрациям в выщелачиваемом лерцолите.

По оси абсцисс — номера препаратов-пластинок (см. рис. 2).

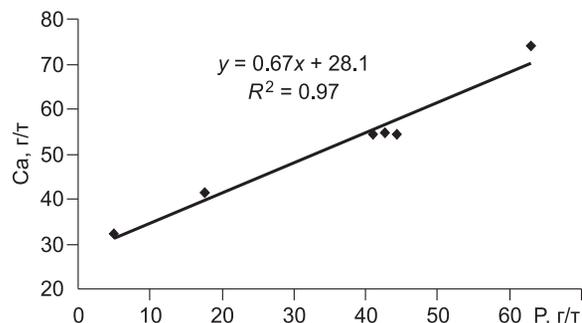
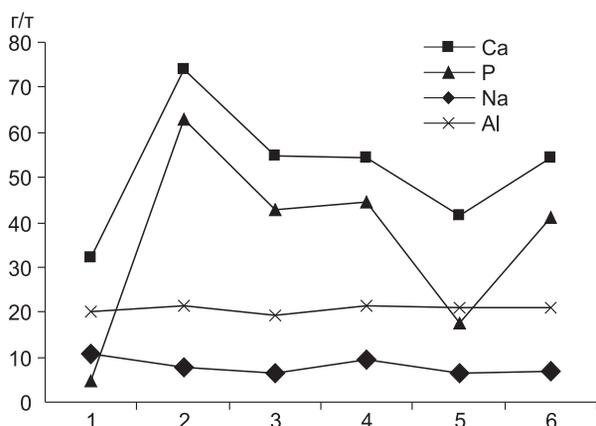


Рис. 10. Корреляционная зависимость между концентрациями Ca и P (в пересчете на твердое вещество) в продуктах кислотного выщелачивания препаратов-пластинок шпинелевого лерцолита (по данным табл. 5).

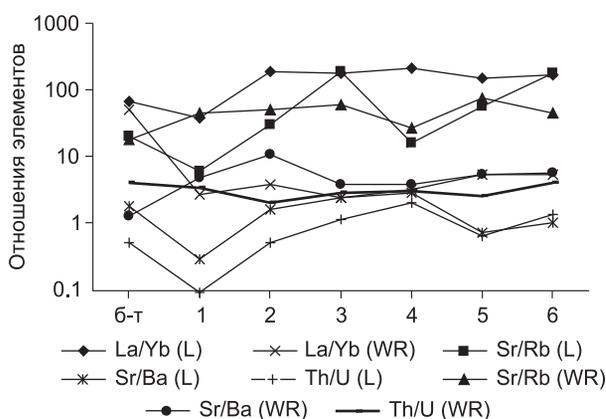


Рис. 11. Отношения содержаний некоторых элементов-примесей в валовых пробах (WR) шпинелевого лерцолита (обр. 1—6) и базальта (б-г) (по данным табл. 2), а также в соответствующих им продуктах выщелачивания (L) (по данным табл. 5).

Рис. 9. Распределение концентраций Ca, P, Na и Al в продуктах длительного выщелачивания шпинелевого лерцолита из препаратов, отобранных вдоль поперечного профиля через ксенолит.

По оси абсцисс — номера препаратов-пластинок (см. рис. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ

В числе первых ультрамафитовых ксенолитов, исследованных в отношении распределения РЗЭ, были шпинелевые лерцолиты и гранатовые пироксениты из кратера Салт Лейк, Гавайи [Reid, Frey, 1971]. Авторы этой работы высказали предположение, что изученные ими лерцолиты образовались в результате преобразования пироксенитов, и что эти лерцолиты не были контаминированы под влиянием вмещающих ксенолитов базальтов. При изучении перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов из провинции Сан Карлос (Аризона, США) было показано, что в составе этих пород имеются две генетически не связанные группы химических элементов — компонент «А» (Sc, V, Cr, Co, Ni, тяжелые РЗЭ) и компонент «Б» (K, Ti, P, Th, U, легкие РЗЭ) [Frey, Green, 1974]. На основании геохимических и минералогических наблюдений среди ультрамафитовых ксенолитов из провинции Дрейзер Вейхер (Западная Германия) были выделены два типа [Stosch, Seck, 1980]. К первому типу отнесены образцы пород, истощенных легкими РЗЭ, содержание которых сравнимо с хондритовым. Ко второму типу отнесены ультрамафиты, в различной степени обогащенные легкими РЗЭ и, как правило, содержащие амфибол. По мнению исследователей, обогащение ультрамафитов второго типа легкими РЗЭ обусловлено более поздним воздействием флюидов. При этом они отмечали, что такого рода воздействие происходило на всех этапах транспортировки ксенолитов. Подобное обогащение легкими РЗЭ установлено в ультрамафитах из ксенолитов щелочно-базальтоидных провинций Килборн Холл и Сан Карлос в США, а также Шадвелл, Сапфир Хилл, Лейк Ичем и Квинслэнд в Австралии [Irving, 1980]. При этом отмечалось, что во многих из этих ксенолитов присутствуют жилы пироксенитов, образовавшиеся до их захвата щелочными базальтами. У МакДонахом и Ф. Фреем было показано, что ультрамафиты из ксенолитов большинства изученных щелочно-базальтоидных провинций характеризуются широкими вариациями $(La)_n$, а также значений параметра $(La/Yb)_n$ [McDonough, Frey, 1989]. При этом ультрамафитам, не содержащим амфибол и(или) флогопит, свойственны наиболее низкие $(La)_n < 1$ и значения $(La/Yb)_n < 1$. На основании полученных данных эти авторы пришли к выводу о том, что высокие концентрации легких РЗЭ и повышенные значения параметра $(La/Yb)_n$ в ультрамафитах из ксенолитов обусловлены присутствием значительных количеств этих примесей на границах зерен минералов, а также в их флюидных микровключениях.

В последнее время широкое распространение получили геохимические модели, согласно которым обогащение ультрамафитов из мантийных ксенолитов легкими РЗЭ было обусловлено «мантийным метасоматозом», который подразделяется на два типа — «явный» и «скрытый» [Frey, Prinz, 1978; Roden et al., 1984]. Под «явным» подразумевается метасоматоз, при котором обогащение легкими РЗЭ происходило на фоне образования в ультрамафитах амфибола и слюды. Под «скрытым» мантийным метасоматозом подразумевается процесс обогащения ультрамафитов легкими РЗЭ, который не сопровождался образованием водосодержащих фаз. Рассматриваются и другие модели, в которых в качестве источника флюидов, обусловивших «мантийный метасоматоз», принимаются карбонатитовые расплавы [Dupuy et al., 1992; Ionov et al., 1993]. По мнению ряда исследователей, обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ нельзя приписать влиянию контаминации веществом вмещающего базанита, а следует связывать с глубинным метасоматическим процессом [Ионов, 1988; Ionov, 1994].

Работами В.И. Коваленко и др. [1989] показано, что во многих ультрамафитах из ксенолитов присутствуют переменные количества межзернового вещества — «контамината», привнесенного в них на поздней стадии эволюции, причем это межзерновое вещество легко поддается выщелачиванию в слабых растворах соляной кислоты. Являясь концентратом значительных количеств легких РЗЭ, этот «контаминат» генетически не связан с первичным веществом ультрамафитов. В отличие от легких РЗЭ, тяжелые элементы находятся в основном в ультрамафитах в качестве изоморфной примеси в клинопироксене. В этой связи необходимо подчеркнуть, что и в некоторых клинопироксенах из ультрамафитовых ксенолитов иногда наблюдается аномальное обогащение легкими РЗЭ [Blusztajn, Shimizu, 1994]. Подобное обогащение легкими РЗЭ отмечалось в оливинах и ортопироксенах из некоторых ультрамафитовых ксенолитов, и, как предполагается, обусловлено присутствием в них вторичных флюидных микровключений, обогащенных этими примесями [Stosch, 1982; Леснов и др., 1998; Леснов, 2000]. Такое же обогащение легкими РЗЭ выявлено в этих минералах и в изученном нами ксенолите, как это было показано выше. В заключение краткого обзора добавим, что в ультрамафитовых ксенолитах из провинции Патагония (Аргентина) обогащение легкими РЗЭ было обнаружено лишь в единичных случаях [Dantas et al., 2008]. Изложенные в статье результаты геохимического изучения крупного ксенолита шпинелевых лерцолитов из палеовулкана Шаварын Царам во многом подтверждают те наблюдения, которые были сделаны в предшествующих работах. Следует, однако, подчеркнуть, что особенность наших исследований заключается в том, что в данном случае обсуждаются особенности распределения несовместимых элементов-примесей в объеме отдельно взятого крупного ксенолита.

Было показано, что наряду с тем ограниченным количеством изоморфной примеси РЗЭ, которая находится в минералах, прежде всего в клинопироксене, в изучавшемся лерцолите присутствуют варьирующие их количества, которые сосредоточены в микротрещинах породы в форме неструктурной при-

меси. Было установлено, что обогащенное легкими РЗЭ и некоторыми другими подвижными элементами микротрещинное вещество распределено очень неравномерно в объеме ксенолита. При этом в его центральной зоне имеются участки как более, так и менее обогащенные легкими РЗЭ. В продуктах кислотного выщелачивания микротрещинного вещества из лерцолита из различных зон ксенолита постоянно наблюдается неравномерное обогащение легкими РЗЭ при одновременном достаточно однородном распределении тяжелых РЗЭ. В продуктах выщелачивания микротрещинного вещества параметр $(La/Yb)_n$ во всех случаях имеет намного более высокие значения по сравнению с продуктами выщелачивания из вмещающего базальта.

Анализы продуктов более продолжительного выщелачивания препаратов из этого лерцолита показали, что в них присутствуют не только легкие РЗЭ и некоторые другие несовместимые элементы-примеси, но также Са и Р, причем между содержаниями последних имеется прямая зависимость. Эти наблюдения убеждают в том, что обогащение выщелачиваемого микротрещинного вещества легкими РЗЭ напрямую связано с присутствием в нем переменных количеств микрофазы апатита. Следует обратить особое внимание на тот факт, что концентрации легких РЗЭ и других подвижных примесей характеризуются более или менее значительными градиентами распределения в объеме этого крупного ксенолита, что весьма существенно с точки зрения природы рассматриваемого обогащения.

Расчитанный на основе содержаний в минералах модельный редкоземельный состав лерцолита в наибольшей степени обусловлен их концентрацией в клинопироксене и его модалным количеством в породе. Соответственно этот модельный состав лерцолита демонстрирует его относительную истощенность легкими РЗЭ: $(La/Yb)_n = 0.27—0.58$, что, в свою очередь, характеризует его в качестве мантийного ультрамафитового рестита. Отметим также, что различия между реально наблюдаемыми и модельными составами лерцолита обусловлены неодинаковыми содержаниями легких РЗЭ, в то время как по содержаниям средних и тяжелых РЗЭ они почти не отличаются.

Для выяснения причин обогащения ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ исследователями предлагались две основные модели: 1) метасоматический привнос этих элементов в процессе эволюции ультрамафитов еще в пределах верхней мантии с участием мантийных расплавов и флюидов различного состава («мантийный метасоматоз»); 2) привнос этих элементов в ксенолиты мантийных ультрамафитов на различных стадиях их транспортировки щелочными базальтоидами посредством инфильтрации отделившихся от них флюидов. При обосновании этих и других возможных моделей, очевидно, следует исходить из представления о том, что на начальном этапе своей эволюции гетерогенная система ультрамафитовый рестит—щелочной базальт была очень неравновесной, в том числе в отношении распределения химических элементов. Поступавшие из зон магмогенерации базальтовые расплавы находились при более высокой температуре по отношению к уже раскристаллизованному и частично охлажденному веществу ультрамафитовых реститов. Концентрация всех несовместимых элементов в этих расплавах была несравнимо выше той, которую имели фрагменты деплетированных ультрамафитовых реститов, захватываемые этими расплавами. Очевидно, что дальнейшая эволюция системы ультрамафитовый рестит—базальтовый расплав была направлена в сторону достижения ею термического и химического равновесия. По мере подъема базальтов с ксенолитами к поверхности давление и температура в системе снижались, в результате чего формировались обогащенные несовместимыми элементами флюиды. Последние устремлялись в ультрамафитовые ксенолиты по системам макро- и микротрещин и отлагали на их стенках обогащенные несовместимыми элементами соединения. Помимо накоплений в микротрещинах обогащенные несовместимыми элементами соединения иногда консервировались во флюидных микровключениях минералов из ультрамафитовых ксенолитов либо в новообразованных водосодержащих фазах. В течение сравнительно короткого периода подъема базальтовых расплавов к поверхности и инфильтрации флюидов несовместимые элементы распределялись в объеме мелких ксенолитов достаточно равномерно, без существенных градиентов. В противоположность этому в крупных ксенолитах подобная инфильтрация была достаточно интенсивной только в их внешних зонах, что и обеспечило наблюдаемую геохимическую неоднородность изученного нами крупного ксенолита.

Суммируя сказанное выше, мы склоняемся к мнению о том, что наблюдаемая неравномерность распределения легких РЗЭ и других несовместимых элементов-примесей, даже в объеме индивидуального ультрамафитового ксенолита, плохо согласуется с моделью «мантийного метасоматоза», который протекал в условиях высоких давлений, температур и в большом временном интервале. При подобных мантийных условиях возникновение наблюдаемой в изученном нами ксенолите геохимической неоднородности было маловероятным. В данном случае менее противоречивой является модель, исходящая из механизма привноса неструктурной примеси несовместимых элементов посредством инфильтрации по микротрещинам тех флюидов, которые отделились от базальтового расплава, окружавшего ксенолит.

Несмотря на то, что фазовый состав микротрещинного вещества, аккумулирующего значительные количества легких РЗЭ в составе мантийных ультрамафитовых ксенолитов, еще мало изучен, имеется достаточно оснований считать, что среди представленных в этом веществе микрофаз ведущую роль играл обогащенный легкими РЗЭ апатит.

ВЫВОДЫ

Изучение крупного ксенолита шпинелевого лерцолита из щелочных базальтов палеовулкана Шава-рын Царам-1 показало, что он однороден по структуре, текстуре, количественно-минеральному составу и распределению макрокомпонентов, и что в нем отсутствуют амфибол, слюда, а также признаки серпентинизации. В зернах оливина и ортопироксена было обнаружено уменьшение содержаний СаО по мере удаления от центра ксенолита к его периферии, что предположительно связано с рафинированием структуры этих минералов в процессе отжига и перекристаллизации под влиянием базальтового расплава.

Анализ валовых проб лерцолита, а также индивидуальных зерен его минералов выявили более или менее значительную неоднородность в распределении несовместимых элементов-примесей в объеме ксенолита. Эта геохимическая неоднородность проявляется в неравномерном обогащении породы и ее минералов легкими РЗЭ и в меньшей мере Rb, Ba, Sr, Th, U, Zr, Hf.

Анализ участков сгущения микротрещин в лерцолите, а также продуктов кислотного его выщелачивания показал, что микротрещинное вещество обогащено легкими РЗЭ, а также Са и Р. Между содержаниями двух последних элементов выявлена прямо пропорциональная зависимость, указывающая на то, что в этом веществе присутствует апатит, являющийся концентратором повышенных количеств легких РЗЭ.

Данные по геохимии исследованного ультрамафитового ксенолита, а также ранее опубликованные материалы по ксенолитам из других провинций позволяют заключить, что аномальное обогащение этих ксенолитов несовместимыми элементами-примесями было обусловлено инфильтрацией флюидов, которые отделялись от базальтовых расплавов непосредственно в процессе их транспортировки. В пользу такой модели свидетельствуют также высокая флюидонасыщенность щелочных базальтовых расплавов, а также их обогащенность легкими РЗЭ и другими несовместимыми элементами, включая фосфор. Выявленные градиенты концентраций несовместимых элементов-примесей в объеме индивидуального ксенолита плохо согласуются с моделью образования его геохимической неоднородности вследствие «мантийного метасоматоза», поскольку в результате последнего должно формироваться геохимически однородное мантийное вещество в значительных объемах.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Ксенолиты пироповых лерцолитов в кайнозойских базальтах Центрального Хангая // Основные проблемы геологии Монголии. М., Наука, 1977, с. 136—167.

Головин А.В., Шарыгин В.В. Петрогенетическая информативность флюидных и расплавных включений в минералах глубинных ксенолитов из базанитов трубки Беле (Северо-Минусинская впадина) // Геология и геофизика, 2007, т. 48(10), с. 1043—1060.

Ионов Д.А. Ксенолиты в базальтах континентов // Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М., Наука, 1988, с. 311—332.

Коваленко В.И., Рябчиков И.Д., Штош Х.Г. Геохимия редкоземельных элементов в шпинелевых лерцолитах нодулей: модель примитивной мантии // Геохимия, 1989, № 6, с. 771—784.

Когарко Л.Н., Турков В.А., Рябчиков И.Д., Колесов Г.Н., Шубина Н.А., Карпушина В.А., Коваленко В.И. Состав первичной мантии Земли (по данным исследования нодулей) // Докл. АН СССР, 1986, т. 290, № 1, с. 199—203.

Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов Н.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (3), с. 350—371.

Кривоносова Е.В., Ярмолук В.В., Монгуш А.А. Геолого-геоморфологические особенности и история формирования позднекайнозойского вулканического ареала Тариатской впадины (Монголия) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Вып. 8. Кызыл, Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2005, с. 92—99.

Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в оливинах // Зап. ВМО, 2000, № 6, с. 88—103.

Леснов Ф.П. Глубинные ксенолиты ультрамафитов в щелочно-базальтоидных провинциях: некоторые особенности геохимии редкоземельных элементов // Тихоокеанская геология, 2003, № 2, с. 15—37.

Леснов Ф.П. Муассанит // Минералы Монголии, М., Изд-во ЭКОСТ, 2006, 352 с.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2007, 401 с.

- Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Липовский Ю.О.** О первой находке муассанита в Монголии // Геология и геофизика, 1976 (6), с. 119—122.
- Леснов Ф.П., Гора М.П., Ковязин С.В., Фомина Л.Н.** Взаимосвязь летучих компонентов и редкоземельных элементов в ортопироксенах мафит-ультрамафитовых пород // Матеріали наукової конференції, присвяченої В.С. Соболеву. Львів, Держуніверситет, 1998, с. 40—45.
- Леснов Ф.П., Палесский С.В., Николаева И.В., Рихванов Л.П., Гречищев О.К., Кучкин А.М.** Особенности распределения элементов-примесей в крупном ксенолите шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов палеовулкана Шаварын Царам в Монголии (по данным метода ICP-MS) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Вып. 9. Кызыл, Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2007, с. 68—82.
- Леснов Ф.П., Палесский С.В., Николаева И.В., Козьменко О.А., Кучкин А.М., Королюк В.Н.** Детальное минералого-геохимическое исследование крупного ксенолита шпинелевого лерцолита из щелочных базальтов палеовулкана Шавырын Царам (Монголия) // Геохимия, 2009, № 1, с. 21—44.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р.** Петрографический состав верхней мантии // Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 272—277.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Коваленко В.И., Ионов Д.А., Колесов Г.М., Шубина Н.А.** Редкоземельные элементы как индикаторы геохимической эволюции мантийного вещества (по данным изучения перидотитовых нодулей) // Докл. АН СССР, 1988, т. 302, № 2, с. 440—443.
- Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф.** Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 281—301.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А.** Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 485—498.
- Шубина Н.А., Уханов А.В., Геншафт Ю.С., Колесов Г.М.** Редкие и породообразующие элементы в перидотитовых нодулях из базальтов Северо-Западного Шпицбергена: к проблеме неоднородности верхней мантии // Геохимия, 1997, № 1, с. 21—36.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.** Apatite as indicator mineral for mineral exploration: trace element compositions and their relationship to host rock type // J. Geochem. Exploration, 2002, v. 76, p. 45—69.
- Blusztajn J., Shimizu N.** The trace-element variations in clinopyroxenes from spinel peridotite xenoliths from south-west Poland // Chem. Geol., 1994, v. 111, p. 227—243.
- Dantas C., Grégoire M., Koester E., Conceição R.V., Rieck N.Jr.** The lherzolite—websterite xenolith suite from Northern Patagonia (Argentina): evidence of mantle—melt reaction processes // Lithos, 2008 (available online, 26 June 2008).
- Dupuy C., Liotard J.M., Dostal J.** Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, v. 56, p. 2417—2423.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.** Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, p. 1199—1212.
- Frey F.A., Green D.H.** The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1974, v. 38, № 76, p. 1023—1059.
- Frey F.A., Prinz M.** Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 38, p. 129—176
- Garrido C.J., Bodinier J.-L., Alard O.** Incompatible element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite // Earth Planet. Sci., 2000, v. 181, p. 341—358.
- Ionov D.A., Dupuy C., O'Reilly S.Y., Kopylova M.G., Genshaft Yu.S.** Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implication for trace element signature of mantle carbonate metasomatism // Earth Planet. Sci. Lett., 1993, v. 119, p. 283—297.
- Ionov D.A., Hofman A.W., Shimizu N.** Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol., 1994, v. 35. pt 3, p. 753—785.
- Irving A.J.** Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Amer. J. Sci., 1980, v. 280-A, p. 389—426.
- McDonough W.F., Frey F.A.** Rare elements in upper mantle rocks // Rev. Miner., v. 21. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements / Eds. B.R. Lipin and G.A. McKey. Miner. Soc. Amer. Washington, 1989, p. 99—145.

- Page P., Bedard J.H., Schroetter J.-M., Tremblay A.** Mantle petrology and mineralogy of Thetford Mines Ophiolite Complex // *Lithos*, 2008, v. 100, № 1-46 p. 255—292.
- Reid J.B., Frey F.A.** Rare earth distribution in lherzolite and garnet pyroxenite xenoliths and the constitution of the upper mantle // *J. Geoph. Res.*, 1971, v. 76, № 5, p. 1184—1196.
- Roden M.F., Frey F.A., Francis D.M.** An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusions from Nunivak Island, Alaska // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, pt. 2, p. 546—577.
- Sachtleben Th., Seck H.F.** Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 78, № 2, p. 157—165.
- Stosch H.-G.** Rare earth partitioning between minerals from anhydrous peridotite xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, v. 46, p. 793—811.
- Stosch H.-G., Seck H.A.** Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, v. 44, p. 457—470.
- Stosch H.-G., Lugmair G.W., Kovalenko V.I.** Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. II: Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1986, v. 50, p. 2601—2614.
- Sun S.-s., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.

*Поступила в редакцию
7 июля 2008 г.*