

## ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ УЛЬТРАМАФИТОВ В ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ: НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

*Ф.П. Леснов*

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

Ультрамафиты из глубинных ксенолитов во всех известных щелочно-базальтоидных провинциях аномально и очень неравномерно обогащены легкими РЗЭ и некоторыми другими несовместимыми элементами по сравнению с аналогичными породами из континентальных массивов и срединно-океанических хребтов. Неравномерность такого обогащения проявляется как между различными провинциями, так и в масштабах одной провинции, нередко в отдельном ксенолите и даже в индивидуальных зернах минералов. В работе обобщены данные о содержании РЗЭ, других примесей, а также главных компонентов в коллекции из 180 образцов, характеризующих около 30 континентальных и островных щелочно-базальтоидных провинций. Аномальное обогащение ультрамафитов легкими лантаноидами обусловлено накоплением в них эпигенетического контамината, локализованного в межзерновом пространстве, на стенках микротрещин и во флюидных включениях в минералах. Существенная часть контамината легко растворяется в разбавленном растворе соляной кислоты, в результате чего содержание РЗЭ в пробах существенно снижается. При анализе валовых проб пород современными методами входящие в контаминат легкие РЗЭ практически не поддаются отделению от структурной примеси легких РЗЭ, изоморфно входящей в кристаллическую решетку минералов. Аномальное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ, как принято считать, обусловлено, прежде всего, процессами мантийного метасоматоза. На основании проведенного анализа материалов автор пришел к заключению, что подобное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ и некоторыми другими несовместимыми примесями может быть связано не только с процессами мантийного метасоматоза, но и с непосредственным привнесением из переносивших их базальтоидов в процессе транспортировки из верхнемантийных магматических очагов к дневной поверхности.

**Ключевые слова:** щелочно-базальтоидные провинции, глубинные ксенолиты, ультрамафиты, редкоземельные элементы.

### СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Геологические, петрографические, петрохимические, минералогические и геохимические исследования ультрамафитов, представленных в глубинных ксенолитах из кимберлитов и базальтоидов, проводятся уже более 150 лет [2, 3, 15]. В результате стало очевидным принципиальное значение этих магматических образований при изучении состава верхней мантии и протекающих в ней процессов. По мере внедрения разработанных в конце 60-х годов новых аналитических методов появилась возможность более широко использовать редкоземельные элементы (РЗЭ) в качестве важных геохимических индикаторов при изучении сильно истощенных ими магматических пород, в том числе ультрамафитов. В числе

первых образцов ультрамафитов содержание РЗЭ было определено в некоторых глубинных ксенолитах из кимберлитов и базальтоидов. Последующее накопление данных о содержании РЗЭ в ультрамафитах из глубинных ксенолитов позволило выявить ряд важных их геохимических особенностей, в том числе часто наблюдаемое их аномальное обогащение легкими РЗЭ по сравнению с реститогенными ультрамафитами, которые входят в состав массивов офиолитовых ассоциаций. Необходимо отметить, что из более чем 120 известных к настоящему времени проявлений глубинных ксенолитов ультрамафитового состава подавляющее их количество представлено в щелочно-базальтоидных провинциях. Ультрамафиты в этих глубинных ксенолитах представлены, главным образом, лерцолитами, реже встречаются гарцбургиты и дуниты.

ты. Некоторые из них содержат примесь плагиоклаза, амфибола, слюды. Иногда в них наблюдаются мелкие обособления и прожилки слабо раскристаллизованного базальта и стекла. В ряде случаев в глубинных ксенолитах представлены высокобарические разновидности лерцолитов и гарцбургитов, содержащих совместно или порознь шпинель и гранат [20, 21, 38]. Помимо реститогенных ультрамафитов, представленных лерцолитами, гарцбургитами и дунитами, в щелочно-базальтоидных провинциях иногда встречаются ксенолиты верлитов, пироксенитов, разнотипных габброидов, а также метаморфических и терригенных пород, которые, как полагают многие исследователи, были захвачены базальтоидными расплавами при продвижении сквозь различные горизонты земной коры. В отличие от аналогичных пород, слагающих массивы в составе офиолитовых ассоциаций на континентах и в срединно-океанических хребтах, ультрамафиты из глубинных ксенолитов, как правило, не подвергались серпентинизации, что очень важно при изучении их геохимических характеристик. Ксенолиты ультрамафитов в базальтоидах, как, впрочем, и в кимберлитах, обычно имеют овальную форму, а их размеры изменяются от нескольких миллиметров и первых сантиметров до 30–50 см в поперечнике, иногда больше. В пределах вулканических полей глубинные ксенолиты чаще встречаются в пористых разновидностях базальтоидов, являющихся производными расплавов, обогащенных летучими компонентами. Высокая флюидонасыщенность этих расплавов, по видимому, повышала их эксплозивность, а также скорость их подъема. Это, в свою очередь, способствовало перемещению к поверхности не только мелких, но и достаточно крупных фрагментов ультрамафитовых реститов. По тем же причинам количество ультрамафитовых ксенолитов обычно увеличивается от приконтактных зон диатрем, где скорость расплава была пониженной, к их центральным частям, где расплав перемещался с более высокой скоростью.

Предлагаемая работа представляет собой результат обобщения опубликованных в различных изданиях материалов о распределении РЗЭ в более чем 180 образцах ультрамафитовых ксенолитов из 30 щелочно-базальтоидных провинций, расположенных на разных континентах и океанических островах. Часть этих образцов была проанализирована кроме того на главные компоненты и некоторые другие элементы-примеси. Отметим также, что щелочно-базальтоидные провинции исследованы в отношении геохимии редкоземельных элементов в ультрамафитовых ксенолитах очень неравномерно. Более детально охарактеризованы в этом отношении ксенолиты из таких континен-

тальных провинций, как Дрейзер Вейхер в Германии [33], Тариат [34, 35] и Дариганга [39] в Монголии, Британская Колумбия [36] и Бизард [18] в Канаде, Ванцюин [40] и Ханьнуоба [31] в Китае, Телль-Данун в Сирии [9], Ассаб в Эфиопии [26], Австрийская провинция [23], Виктория в Австралии [16], Сан-Карлос в Аризоне, США [17], Хамар-Дабан [21] и Сихотэ-Алинь [22] в России. По каждой из этих провинций было проанализировано порядка 20 и более ультрамафитовых ксенолитов. Среди провинций океанических островов наиболее детально изучены в этом отношении ксенолиты с Шпицбергена [10], Гавай [1, 29, 41] и Кергелена [24].

При изучении распределения РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах использовались разные аналитические методы, среди которых наиболее часто применялись инструментальный нейтронно-активационный анализ – INAA (около 40 % от общего числа анализов), радиохимический нейтронно-активационный анализ – RNAA (более 20 %), а также ионный масс-спектрометрический (ICP-MS) и атомно-эмиссионный спектрометрический анализ с индукционно связанной плазмой (ICP-AES) – около 30 %. Намного реже применялся ионно-микронзондовый метод (IPMA). В табл. 1 приведены оригинальные анализы представительных образцов ультрамафитовых ксенолитов из ряда щелочно-базальтоидных провинций на РЗЭ и некоторые другие элементы-примеси. Эти анализы, а также остальные анализы рабочей выборки послужили основой для выполненных обобщений. Образцы ультрамафитов, охарактеризованные анализами на РЗЭ, представлены лерцолитами, в меньшей мере гарцбургитами и дунитами, то есть отличаются по своему количественно-минеральному составу. Тем не менее, по концентрации MgO и  $\Sigma$  FeO и значениям параметра  $Mg\# = MgO / (MgO + \Sigma FeO)$  они отличаются несущественно. Для гарцбургитов значения этого параметра варьируют в интервале 0,83–0,85, для лерцолитов он несколько шире (0,78–0,86). Более существенно гарцбургиты и лерцолиты отличаются по содержанию CaO (0,40–1,65 и 0,71–3,68 % масс. соответственно) и  $Al_2O_3$  (0,66–1,95 и 0,62–4,60 % масс. соответственно), что обусловлено их различиями в содержании модалного клинопироксена. Гарцбургиты кроме того содержат меньше  $Na_2O$  (0,05–0,11 % масс.) по сравнению с лерцолитами (0,11–0,38 % масс.), хотя в некоторых провинциях, например Ванцюин (Китай), все ультрамафитовые ксенолиты независимо от петрографического состава оказались обогащенными этим элементом. В некоторых ксенолитах отмечается аномальное обогащение такими элементами, как K, R, U и Th.

**Таблица 1. Представительные анализы ультрамафитов из глубинных ксенолитов из щелочно-базальтоидных провинций на континентах и океанических островах.**

Номер	2sv	4pavl	5pavl	6pavl	11pavl	75-IB-13	75-IB-20	8520-5	8520-06	8520-30
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Порода	Гарцбургиты									
La	0,180	2,100	2,090	2,380	2,364	0,820	1,400	0,900	1,940	10,100
Ce	0,440	4,950	4,980	5,300	5,200	1,100	3,150	1,700	4,650	15,310
Pr										
Nd	0,340	3,000	3,050	3,140	3,330	0,000	2,500	0,540	3,070	4,890
Sm	0,080	0,700	0,780	0,710	0,850	0,050	0,820	0,120	0,850	0,720
Eu	0,040	0,210	0,220	0,240	0,270	0,030	0,320	0,036	0,278	0,203
Gd								0,100	0,790	0,480
Tb	0,030	0,100	0,140	0,150	0,150	0,010	0,090			
Dy								0,110	0,600	0,300
Ho										
Er								0,070	0,210	0,140
Tm										
Yb	0,100	0,300	0,340	0,320	0,390	0,030	0,130	0,070	0,130	0,130
Lu	0,020	0,040	0,044	0,041	0,055	0,006	0,020	0,016	0,020	0,019
Ti								123	140	52
V									35	29
Sc	10,0	8	5	9	7			6	6,5	6,2
Li								1,7	4	1,8
K								114	401	73
Ga										
Rb								0,239	0,303	0,133
Sr								11,1	70,7	81
Zr								4,4	14,2	1,1
Nb								0,7	3,3	0,2
Cs										
Ba								4,3	9,1	13
Hf								0,13	0,32	0,05
Ta										
Pb										
Th								0,13	0,09	0,56
U								0,02	0,016	0,067
Y								0,5	1,9	1,5
Co	125,0	106	116	103	109	241	197	118	116	115
Ni	2190	1982	2405	1970	1876	2700	1900	2602	2493	2528
Cr	2060	3530	5790	3560	3279	900	2100	1609	2816	2507
SiO <sub>2</sub>	44,63	43,90	41,20	42,60	41,50	42,08	40,73	43,80	43,20	43,10
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,06	0,02	0,02	0,03	0,10	0,10	0,02	0,02	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	1,50	0,80	1,30	1,30	1,17	1,69	1,34	1,00	0,74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								0,24	0,41	0,37
FeOобщ	7,80	7,50	7,90	7,60	8,80	10,31	8,08	8,25	8,13	7,92
MnO	0,14	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,14	0,13	0,15	0,12
MgO	44,06	43,80	45,70	43,60	41,90	40,43	42,46	44,70	44,70	46,10
CaO	0,94	1,00	0,40	1,00	0,80	0,67	2,47	0,65	1,05	0,70
NiO								0,33	0,32	0,32
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,28	0,08	0,27	0,11
K <sub>2</sub> O	0,08				0,03	0,06	0,69	0,01	0,05	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,02	0,02	0,02				0,03	0,03	0,06
ППП						3,80	3,30			
Сумма	98,68	97,98	96,24	96,34	94,57	98,80	99,94	99,58	99,33	99,56
Mg#	0,85	0,85	0,85	0,85	0,83	0,80	0,84	0,84	0,85	0,85
Объект	о.Шпицберген, Россия					Бизард, Канада		Дариганга, Монголия		
Метод	INAA							ICP-AES		
Источник	[10]					[18]		[39]		

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	75-IB-3	75-IB-8	WQ91-5	WQ91-13	WQ91-22	8701-4	8802-1	8802-2	8803-1	8803-3
№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Порода	Гарцбургиты					Лерцолиты				
La	0,730	0,700	0,330	0,530	0,910	0,160	0,660	0,882	4,500	1,070
Ce	2,000	1,420	0,700	0,980	1,690	0,086	0,920	1,020	11,400	2,760
Pr			0,100	0,100	0,220	0,049	0,175	0,246	1,410	0,355
Nd	0,820	1,050	0,460	0,490	0,920	0,326	0,817	1,140	5,690	1,590
Sm	0,340	0,140	0,150	0,150	0,240	0,208	0,240	0,341	0,882	0,346
Eu	0,110	0,050	0,050	0,050	0,070	0,094	0,098	0,135	0,244	0,116
Gd			0,180	0,180	0,140	0,386	0,347	0,501	0,591	0,311
Tb	0,020	0,020				0,075	0,061	0,090	0,066	0,041
Dy			0,130	0,130	0,120	0,559	0,417	0,616	0,300	0,221
Ho						0,128	0,093	0,137	0,049	0,038
Er			0,080	0,080	0,080	0,401	0,271	0,394	0,113	0,095
Tm						0,061	0,042	0,059	0,016	0,013
Yb	0,120	0,200	0,080	0,080	0,120	0,396	0,271	0,378	0,092	0,082
Lu	0,014	0,056	0,010	0,010	0,010	0,068	0,046	0,066	0,015	0,013
Ti										
V			31	34,8	30,3					
Sc			7,1	8,6	6	15,7	16,4	19,4	9	9,4
Li										
K										
Ga			0,5	0,4	1,1					
Rb			0,37	0,674	0,648	0,42	0,18	0,11	0,25	0,097
Sr			15,1	7,6	11,3	14,8	11,3	13,7	63,7	29,6
Zr			1,1	2,9	4,2	1,6	3,99	5,82	2,74	6,44
Nb			0,374	0,582	0,82	0,28	0,104	0,085	1,05	1,39
Cs										
Ba			2,1	2,6	13,7	7,27	3,86	7,3	4,32	7,08
Hf						0,117	0,125	0,193	0,087	0,099
Ta						0,0019	0,0034	0,0046	0,022	0,051
Pb						0,474	0,06	0,1	0,197	0,144
Th			0,081	0,12	0,084	0,003	0,004	0,012	0,074	0,057
U			0,024	0,028	0,028	0,092	0,004	0,005	0,043	0,02
Y			0,2	0,3	0,9					
Co	209	164								
Ni	2000	2100	2539	2468	2567					
Cr	2700	2500	2869	2557	2562					
SiO <sub>2</sub>	42,86	42,94	43,09	43,88	43,36	45,87	44,17	44,73	43,89	43,83
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,02	0,01	0,02	0,08	0,11	0,1	0,14	0,032	0,012
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,95	0,88	0,66	0,86	1,13	3,54	3	3,77	0,99	0,62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						0,4	0,42		0,53	0,49
FeOобщ	7,91	7,60	7,99	7,77	8,17	8,29	8,51	8,41	7,8	8,22
MnO	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,13	0,12
MgO	39,85	43,15	46,24	45,03	45,4	38,63	41,79	39,92	46,67	47,05
CaO	1,65	0,77	0,66	0,83	0,65	3,52	2,32	3,01	0,9	0,71
NiO						0,25	0,27		0,31	0,31
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,04	0,06		0,06		0,19	0,25	0,15	0,11
K <sub>2</sub> O	0,12	0,05		0,03	0,03		0,0018	0,0018	0,037	0,013
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>									0,19	0,02
ППП	4,30	3,40								
Сумма	99,01	98,96	98,83	98,54	99,00	100,79	100,91	100,37	101,63	101,51
Mg#	0,83	0,85	0,85	0,85	0,85	0,82	0,83	0,83	0,86	0,85
Объект	Бизард, Канада		Ванцоин, Китай			Сихотэ-Алинь, Россия				
Метод	INAA					ICP-MS				
Источник	[18]		[40]			[22]				

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	8520-07	8520-09	8520-11	8520-12	8520-15	8520-17	8520-19	8520-20	8520-22	8520-28
№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Порода	Лерцолиты шпинелевые									
La	0,150	0,260	0,440	1,670	0,260	4,910	0,240	0,140	0,320	2,590
Ce	0,440	0,790	0,980	2,860	0,640	8,690	0,600	0,520	0,830	6,130
Pr										
Nd	0,350	0,600	0,720	0,940	0,520	3,210	0,470	0,490	0,790	2,500
Sm	0,130	0,230	0,230	0,190	0,190	0,650	0,190	0,210	0,270	0,530
Eu	0,051	0,091	0,088	0,055	0,077	0,172	0,088	0,080	0,114	0,155
Gd	0,190	0,360	0,330	0,180	0,310	0,500	0,300	0,290	0,410	0,450
Tb										
Dy	0,260	0,460	0,430	0,170	0,400	0,410	0,400	0,400	0,560	0,320
Ho										
Er	0,190	0,320	0,290	0,120	0,300	0,190	0,280	0,280	0,380	0,160
Tm										
Yb	0,200	0,320	0,300	0,140	0,290	0,180	0,280	0,290	0,400	0,120
Lu	0,032	0,048	0,047	0,025	0,045	0,032	0,042	0,045	0,062	0,016
Ti	329	565	594	177	452	310	517	494	707	160
V	54	74	66	58	68	55	64	71	79	34
Sc	11,1	14,5	13	11,4	13,1	12,5	12,5	13,1	15,1	7,1
Li	1,7	0,7	0,9	0,4	0,5	0,6	1	1,7	1,7	2,2
K	135	24	20	37	24	143	17	20	29	249
Ga										
Rb	0,064	0,036	0,038	0,09	0,046	0,312	0,033	0,056	0,055	0,558
Sr	5,6	10,2	12,9	24,4	9,3	66	10,3	7	14,3	58,7
Zr	3,7	6,2	6,3	2	5,1	5,4	5,2	4,6	7,3	8,4
Nb	0,19	0,9	0,22	0,4	0,11	1,1	0,16	0,27	0,2	1,1
Cs										
Ba	1,1	0,8	0,7	4,1	1,3	12	2,6	1,5	1,9	9,6
Hf	0,1	0,18	0,12	0,04	0,15	0,1	0,08	0,14	0,22	0,14
Ta										
Pb										
Th	0,02	0,01	0,04	0,13	0,04	0,97	0,01	0,01	0,09	0,49
U	0,003	0,013	0,013	0,025	0,007	0,118	0,006	0,006	0,021	0,06
Y	1,4	2,7	2,3	1	2,2	2	2,2	2,4	3,4	1,4
Co	107	101	104	110	104	106	105	103	104	118
Ni	2246	2084	2110	2400	2067	2159	2244	2353	2100	2674
Cr	2677	2736	2425	3177	2795	3382	2551	2864	2661	2234
SiO <sub>2</sub>	44,2	44,5	44,5	43,9	44,6	43,9	44,6	44,6	44,2	43,2
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,09	0,1	0,03	0,08	0,05	0,09	0,08	0,12	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,7	3,11	2,9	1,97	2,88	1,79	2,75	3,07	3,51	1,28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,4	0,35	0,46	0,41	0,49	0,37	0,42	0,39	0,33
FeOобщ	7,72	7,69	7,98	7,96	7,78	7,6	8,21	7,32	8,11	8,27
MnO	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,14
MgO	42,8	40	41,2	42,8	40,6	42,9	40,9	40,1	38,7	45,2
CaO	1,98	3,1	2,53	1,96	2,57	2,41	2,42	2,62	3,22	1,02
NiO	0,29	0,27	0,27	0,31	0,26	0,27	0,29	0,3	0,27	0,34
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,27	0,22	0,12	0,23	0,22	0,23	0,23	0,32	0,15
K <sub>2</sub> O	0,004	0,003	0,002	0,004	0,003	0,017	0,002	0,002	0,003	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,009	0,02	0,011	0,025	0,015	0,04	0,019	0,021	0,011	0,047
ППП										
Сумма	100,423	99,583	100,193	99,669	99,558	99,807	100,011	98,893	98,984	100,037
Mg#	0,85	0,84	0,84	0,84	0,84	0,85	0,83	0,85	0,83	0,85
Объект	Дариганга, Монголия									
Метод	ICP-AES									
Источник	[39]									

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	DM1-4	DM1-9	DM1-5	DM1-2	DM1-3	DM1-7	WQ91-1	WQ91-37	WQ91-6	WQ91-11
№ п/п	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Порода	Лерцолиты шпинелевые									
La	0,082	0,116	0,239	0,290	0,505	0,400	0,230	0,750	0,500	0,180
Ce		0,319	0,717	0,475	0,876	0,954	0,520	1,180	1,000	0,320
Pr							0,090	0,170	0,150	0,050
Nd	0,224	0,287	0,587	0,350	0,523		0,470	0,980	0,800	0,270
Sm	0,105	0,116	0,210	0,117	0,124	0,100	0,260	0,330	0,300	0,150
Eu	0,048	0,052	0,083		0,046	0,035	0,100	0,130	0,120	0,060
Gd							0,360	0,510	0,430	0,190
Tb	0,037	0,030	0,520		0,021	0,009				
Dy							0,420	0,610	0,560	0,220
Ho										
Er							0,270	0,410	0,400	0,180
Tm										
Yb	0,207	0,176	0,250	0,169	0,130	0,081	0,300	0,390	0,390	0,220
Lu	0,045	0,038	0,043	0,033	0,027	0,020	0,040	0,060	0,060	0,050
Ti										
V	58,3	48	59,1	42,8	44	32,3	67,5	87	83,8	54,6
Sc	13,4	10,3	12,2	9,7	11	9,2	13,8	17,8	16	12,9
Li										
K										
Ga	3,2	3,5	2,9	3,1	2,8	2,1	2,1	3,7	3,6	2,7
Rb	0,2	0,4	0,1	0,4	0,1	0,4				
Sr							7,9	13,9	16,8	4,5
Zr	2,4	2,8	4	3,7	1,8	2,6	4,6	7,1	6,6	1,1
Nb	0,1	0,2	0,8	0,6	0,5	1,2				
Cs										
Ba							2,3	2,5	2,9	2,2
Hf										
Ta										
Pb										
Th										
U										
Y	1,7	1,5	2,2	1,1	1,2	0,5	2,9	4,1	4	1,4
Co	115	121	109	110	109	114				
Ni	2146	2457	2223	2284	2333	2452	2077	1898	1948	2184
Cr	3400	3259	2647	2572	3055	2377	2716	2913	2591	3110
SiO <sub>2</sub>	44,75	43,46	45,41	44,81	45,40	44,06	44,63	45,07	44,95	45,05
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,06	0,09	0,07	0,05	0,02	0,10	0,15	0,14	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,68	2,27	2,71	1,91	1,70	1,27	3,34	4,06	3,86	2,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,47	0,39	0,38	0,44	0,35				
FeOобщ	8,76	9,41	8,31	8,27	8,24	8,48	7,67	7,36	8,33	7,54
MnO	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,13	0,11
MgO	40,39	42,12	40,04	42,11	41,70	44,01	39,81	37,75	37,93	41,34
CaO	2,19	1,83	2,52	1,54	1,93	1,23	2,70	3,68	3,37	2,15
NiO	0,27	0,31	0,28	0,29	0,30	0,31				
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,14	0,17	0,11	0,11	0,06	0,52	0,73	0,27	0,06
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01			0,01	0,03	0,02	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01				
ППП	0,20	0,70	0,30	0,20	0,50	0,30				
Сумма	99,84	100,31	100,01	99,54	99,91	99,86	98,90	98,95	99,00	98,86
Mg#	0,82	0,82	0,83	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,82	0,85
Объект	Ханьнуоба, Китай						Ванцюин, Китай			
Метод	RNAA						ICP-MS			
Источник	[31]						[40]			

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	149/3	149/3-2	149/3-4	149/5	217/18	217/22	PA-6	PA-65G	PA-15A	PA-51
№ п/п	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
Порода	Лерцолиты шпинелевые									
La	0,320	1,040	0,560	0,440	0,340	0,190	0,850	0,840	0,210	1,360
Ce	0,550	2,240	1,300	0,940		0,260	1,500	2,000	0,790	0,990
Pr							0,210	0,360	0,180	0,340
Nd		0,840	0,790	0,570			0,810	1,500	1,200	1,500
Sm	0,072	0,222	0,128	0,134	0,067	0,021	0,171	0,342	0,461	0,314
Eu	0,021	0,084	0,043	0,049	0,022	0,005	0,061	0,119	0,228	0,101
Gd							0,200	0,390	0,890	0,360
Tb		0,360	0,140	0,050		0,400	0,032	0,060	0,160	0,055
Dy										
Ho							0,033	0,096	0,230	0,076
Er							0,093	0,240	0,620	0,270
Tm							0,015	0,038	0,092	0,041
Yb	0,093	0,133	0,078	0,108	0,203	0,029	0,098	0,270	0,540	0,270
Lu	0,014	0,024	0,010	0,025	0,028	0,011	0,020	0,041	0,098	0,070
Ti										
V										
Sc	11,2	9,52	8,46	11,3	12,5	9,38	11,5	12,8	25,1	10,6
Li										
K	41	16	40	53	18	90				
Ga	2,26	1,45	1,92	2,39	2,59	1,46				
Rb	6,1		6,2							
Sr										
Zr		50	80		108					
Nb										
Cs	0,083	0,05	0,186			0,086				
Ba	94		80	32	56					
Hf	0,028	0,062	0,097	0,104						
Ta	0,08	0,11	0,13	0,02						
Pb										
Th	0,28	0,24	0,13	0,2	0,1	0,4				
U										
Y							0,93	2,3	5,6	2,2
Co	115	117	122	120	110	117	135	114	107	119
Ni	1950	2020	2260	2190	2160	2210	2300	2340	1970	2300
Cr	3820	2370	2950	2900	2480	4340	2900	1550	3080	1450
SiO <sub>2</sub>	42,58	42,35	41,48	42,23	42,45	42,45	43,82	43,84	45,14	43,08
TiO <sub>2</sub>		0,56	0,01	0,01	0,02		0,03	0,11	0,14	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	1,39	1,06	1,56	2,01	1,14	2,55	3,07	4,60	1,45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							0,28	0,28	0,35	0,18
FeOобщ	8,68	12,11	9,74	9,16	8,59	8,51	8,09	8,41	8,86	11,00
MnO	0,14	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14	0,18
MgO	43,90	43,69	45,70	43,31	41,45	45,50	43,52	41,57	36,87	41,45
CaO	1,39	1,28	0,82	1,58	2,19	0,83	1,18	2,16	3,66	1,10
NiO										
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,08	0,11	0,10	0,18	0,02	0,35	0,16	0,28	0,38
K <sub>2</sub> O							0,14	0,03	0,04	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,11	0,10	0,17	0,11	0,13	0,03	0,03	0,01	0,03
ППП							0,76	0,80	0,44	0,70
Сумма	98,14	101,70	99,15	98,26	97,14	98,72	100,99	100,70	100,71	99,98
Mg#	0,83	0,78	0,82	0,83	0,83	0,84	0,84	0,83	0,81	0,79
Объект	Тель-Данун, Сирия						Сан-Карлос, США			
Метод	INAA						RNAA			
Источник	[9]						[17]			

Таблица 1. (Продолжение).

Номер	1si	3sv	4sv	5ha	6ha	7ha	8sv	12sv	13sv	14si
№ п/п	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Порода	Лерцолиты									
La	0,560	0,270	0,110	1,600	1,540	0,309	0,370	2,900	0,400	3,970
Ce	2,070	0,680	0,420	1,300	3,900	0,760	1,150	5,300	0,940	6,000
Pr										
Nd	1,180	0,440	0,560	0,790	1,700	0,860	0,590	3,300	0,620	3,200
Sm	0,390	0,120	0,150	0,210	0,390	0,190	0,180	0,720	0,190	0,720
Eu	0,130	0,040	0,060	0,090	0,140	0,060	0,058	0,200	0,071	0,260
Gd										
Tb	0,090	0,023	0,060	0,056	0,080	0,050	0,055	0,110	0,055	0,140
Dy										
Ho										
Er										
Tm										
Yb	0,460	0,087	0,130	0,240	0,260	0,190	0,210	0,240	0,186	0,380
Lu	0,060	0,012	0,021	0,033	0,030	0,030	0,030	0,030	0,025	0,054
Ti										
V										
Sc	17	15	15	16	12	9	19	19	13	17
Li										
K										
Ga										
Rb										
Sr										
Zr										
Nb										
Cs										
Ba										
Hf										
Ta										
Pb										
Th										
U										
Y										
Co	118	113	112	110	115	119	130	133	142	103
Ni	1900	2110	2140	1990	2320	2520	2270	2410	2460	2180
Cr	3070	1790	2110	2380	2240	1350	3390	4340	2680	3590
SiO <sub>2</sub>	44,19	43,96	44,38	44,86	42,54	41,78	42,79	44,40	43,28	44,69
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,08	0,05	0,11	0,07	0,07	0,10	0,12	0,09	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	2,66	2,55	3,28	1,77	1,56	3,14	2,46	1,91	3,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>										
FeOобщ	8,08	7,99	8,05	7,97	7,55	10,46	8,14	7,73	8,14	7,97
MnO	0,15	0,14	0,14	0,14	0,13	0,16	0,14	0,14	0,14	0,15
MgO	40,50	42,62	41,08	40,38	45,67	42,70	42,10	42,33	44,12	40,38
CaO	2,62	2,20	2,15	2,65	1,56	1,53	2,39	2,53	1,67	2,96
NiO										
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,13	0,11	0,19	0,16	0,09	0,15	0,11	0,12	0,20
K <sub>2</sub> O	0,08	0,07	0,04	0,08	0,07	0,07	0,04	0,08	0,09	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>										
ППП										
Сумма	98,78	99,85	98,55	99,66	99,52	98,42	98,99	99,90	99,56	99,71
Mg#	0,83	0,84	0,84	0,84	0,86	0,80	0,84	0,85	0,84	0,84
Объект	о.Шпицберген, Россия									
Метод	INAA									
Источник	[10]									



Таблица 1. (Окончание).

Номер	Ib/2	Ib/24	Ib/3	Ib/5	Ib/6	Ia/105	Ia/110	Ia/171	Ia/211	Ia/236
№ п/п	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
Порода	Лерцолиты									
La	0,189	0,142	0,730	0,079	0,265	2,200	3,100	2,400	1,690	1,620
Ce	0,350	0,310	1,520	0,205	0,760	6,000	8,000	5,700	4,400	1,760
Pr	0,048		0,113	0,026		0,840	1,000	0,950	0,520	0,098
Nd	0,166	0,182		0,161	0,590	2,000		3,000	2,100	0,380
Sm	0,041	0,035	0,098	0,070	0,225	0,380	0,880	0,540	0,450	0,082
Eu	0,012	0,012		0,028	0,086	0,087	0,280	0,175	0,097	0,025
Gd	0,042	0,035		0,094	0,320				0,260	0,091
Tb	0,007	0,006	0,012	0,027	0,053	0,032	0,080	0,043	0,031	0,023
Dy	0,035	0,043	0,091	0,197	0,350	0,220	0,450	0,270	0,200	0,210
Ho	0,008	0,013	0,023	0,050					0,044	0,052
Er			0,076			0,150	0,220	0,091		
Tm	0,005	0,007		0,025	0,035				0,016	0,026
Yb	0,040	0,056	0,091	0,172	0,230	0,130	0,180	0,098	0,114	0,191
Lu	0,008	0,011	0,022	0,031	0,042	0,021	0,041	0,015	0,020	0,034
Ti										
V										
Sc	4,3	7,7	10,2	11,4	10,1	10,3	11,5	9,3	8,9	11,9
Li										
K										
Ga										
Rb										
Sr										
Zr										
Nb										
Cs										
Ba										
Hf										
Ta										
Pb										
Th										
U										
Y										
Co	132	124	113	112	115	112	111	116	108	102
Ni	2630	2410	2250	2150	2370	2140	1910	2460	2150	2940
Cr	2610	1770	2980	2790	2110	3150	2850	2550	2430	2630
SiO <sub>2</sub>	40,41	43,55	43,29	43,04	43,76	43,85	43,35	42,43	43,58	45,31
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,05	0,05	0,11	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	1,15	2,11	2,22	2,19	1,70	1,57	0,92	1,97	2,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,26	0,44	0,40	0,34	0,52	0,42	0,42	0,39	0,40
FeOобщ	7,98	7,66	7,98	7,40	8,21	7,24	7,72	7,40	7,66	7,16
MnO	0,11	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13		0,13	0,14	0,13
MgO	48,45	45,52	42,38	43,25	43,39	43,85	43,57	45,23	42,84	40,94
CaO	0,39	0,72	1,22	1,99	1,98	1,09	1,49	1,18	1,87	2,28
NiO	0,34	0,30	0,28	0,28	0,28	0,27	0,28	0,31	0,27	0,26
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,07	0,07	0,10	0,16	0,12	0,27	0,12	0,14	0,13
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01		0,01	0,02	0,05	0,03	0,04	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>										
ППП										
Сумма	98,79	99,40	97,97	98,86	100,56	98,82	98,75	98,20	98,96	99,41
Mg#	0,86	0,86	0,84	0,85	0,84	0,86	0,85	0,86	0,85	0,85
Объект	Германия									
Метод	RNAA									
Источник	[33]									

Примечание. РЗЭ и другие элементы-примеси приведены в г/т, остальные – в % масс. В графе «Метод» указан способ определения РЗЭ. Mg# =MgO/(MgO+FeO общ.).

**ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В  
УЛЬТРАМАФИТАХ ИЗ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ  
НЕКОТОРЫХ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫХ  
ПРОВИНЦИЙ**

Как указывалось выше, важной геохимической особенностью ультрамафитов из глубинных ксенолитов в субщелочных базальтоидах является часто наблюдаемое аномальное, причем очень неравномерное их обогащение легкими РЗЭ по сравнению с ультрамафитами, слагающими массивы в составе офиолитовых ассоциаций. Неравномерность обогащения легкими РЗЭ наблюдается как при сравнении петрографически однотипных ксенолитов из разных провинций, так и при анализе ксенолитов из одной провинции (рис. 1–4). Более отчетливо такая геохимическая неоднородность видна на примере ксенолитов из таких щелочно-базальтоидных провинций, как Британская Колумбия [36], о. Шпицберген [10], Дариганга [39], Тариат [34] и Дрейзер Вейхер [33]. Спектры распределения РЗЭ в тех образцах, которые аномально обогащены легкими РЗЭ, имеют отрицательный наклон и описываются повышенными значениями параметра  $(La/Yb)_n$ .

Как видно на рис. 1–4, во многих щелочно-базальтоидных провинциях наряду ультрамафитовыми ксенолитами, спектры которых демонстрируют их аномальную обогащенность легкими РЗЭ, нередко наблюдаются образцы, спектры которых свидетельствуют об истощенности пород этими элементами, которая обычно свойственна реститогенным ультрамафитам из офиолитовых ассоциаций. Имеются также ксенолиты, менее существенно обогащенные легкими РЗЭ, благодаря чему спектры приобретают форму субгоризонтальных линий. Встречаются также ксенолиты ультрамафитов, имеющие выпуклую книзу форму спектров РЗЭ, что указывает на относительную их истощенность средними элементами, хотя последняя и может быть кажущейся. Из рассмотрения общей выборки анализов следует, что максимальные и минимальные средние содержания легких РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах отличаются примерно на 2 порядка, в то время как для средних содержаний тяжелых элементов этот диапазон намного меньше (табл. 2, рис. 5а). Установлено также, что среднее суммарное содержание РЗЭ в рассмотренных ультрамафитовых ксенолитах (около 7 г/т) приближается к их среднему содержанию в примитивной мантии (около 7,4 г/т) [37]. В то же время, по этому показателю они существенно отличаются от хондрита С1 (2,60 г/т) [14]. Спектр распределения средних содержаний РЗЭ, рассчитанных на основе общей выборки анализов ультрамафитовых ксенолитов из щелочно-

базальтоидных провинций (табл. 2), имеет форму, близкую к прямолинейной, и отрицательный наклон со значением параметра  $(La/Yb)_n \approx 3,3$  (рис. 5б). По сравнению с примитивной мантией ультрамафиты из ксенолитов в среднем обогащены лантаном и церием, но беднее ее тяжелыми и средними РЗЭ. Обращает на себя внимание и тот факт, что по своей форме и наклону спектр распределения средних содержаний РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах конкордантен их спектру для щелочных базальтоидов из океанических островов (ОИВ), хотя в последних уровень накопления всех РЗЭ намного выше.

По особенностям распределения РЗЭ совокупность проанализированных ультрамафитовых ксенолитов разделена на три типа. Те из них, которые отнесены к 1-му типу, истощены легкими РЗЭ и имеют положительный наклон спектров их распределения и описываются значениями  $(La/Yb)_n < 1$ . В составе общей выборки ультрамафиты данного типа составляют менее 20 % ее объема. Ультрамафиты с подобными характеристиками присутствуют в таких щелочно-базальтоидных провинциях, как Дариганга, Тариат, Британская Колумбия и о. Шпицберген. Такие ультрамафиты из ксенолитов по характеру распределения РЗЭ вполне сопоставимы с их петрографическими аналогами, слагающими массивы в составе офиолитовых ассоциаций.

Разновидности ультрамафитов из ксенолитов 2-го геохимического типа распространены более широко, составляя около 40 % от объема общей выборки проанализированных образцов. Они отличаются от предыдущих более высоким, хотя и не столь аномальным содержанием легких РЗЭ, а также субгоризонтальным положением спектров, которые описываются значениями параметра  $(La/Yb)_n$ , близкими к 1. Такого рода ультрамафиты наблюдаются в ксенолитах из щелочно-базальтоидных провинций Хамар-Дабана, Дариганги, Тариата, Ванцюин, о. Шпицберген и Австрии (рис. 1–4).

Ксенолиты ультрамафитов, выделенных в составе 3-го геохимического типа, также распространены достаточно широко, составляя около 40 % от общего объема рабочей выборки. По своему редкоземельному составу эти ультрамафиты значительно отличаются от образцов из двух предыдущих типов. Это обусловлено тем, что все они аномально обогащены легкими РЗЭ, вследствие чего их спектры имеют крутой отрицательный наклон и описываются значениями параметра  $(La/Yb)_n$  в интервале 10–50. Подобный тип ультрамафитов очень часто встречается в ксенолитах из таких провинций, как Бизард, Телль-Данун, Дариганга, Тариат, Британская Колумбия, Дрейзер Вейхер, о. Шпицберген и о. Кергелен. Указанное аномальное

**Таблица 2. Средние содержания редкоземельных элементов в ультрамафитах из глубинных ксенолитов в континентальных и островодужных щелочно-базальтоидных провинциях, г/т.**

Элементы	Средние содержания	Минимальные содержания	Максимальные содержания	Стандартные отклонения	Хондрит С1, по [14]	Примитивная мантия (по [*])	Щелочные базальты (ОИВ), по [37]
La	1,28	0,079	10,10	1,68	0,2446	0,687	37,0
Ce	2,70	0,086	16,80	3,24	0,6379	1,775	80,0
Pr	0,31	0,020	1,66	0,34	0,0964	0,276	9,70
Nd	1,51	0,047	9,10	1,57	0,4738	1,354	38,5
Sm	0,38	0,010	4,83	0,49	0,154	0,444	10,0
Eu	0,12	0,004	0,62	0,11	0,05802	0,168	3,00
Gd	0,35	0,010	1,50	0,27	0,2043	0,596	7,62
Tb	0,08	0,006	0,52	0,07	0,03745	0,108	1,050
Dy	0,45	0,010	1,86	0,38	0,2541	0,737	5,60
Ho	0,09	0,003	0,37	0,07	0,0567	0,164	1,06
Er	0,26	0,010	1,05	0,22	0,166	0,480	2,62
Tm	0,04	0,005	0,106	0,02	0,0256	0,074	0,350
Yb	0,24	0,018	0,99	0,18	0,1651	0,493	3,16
Lu	0,04	0,004	0,49	0,04	0,02539	0,074	0,300

*Примечание.* Средние содержания элементов рассчитаны по 182 анализам лерцолитов, гарцбургитов и дунитов из рабочей базы данных, включая данные табл. 1. [\*] – содержание элементов в примитивной мантии (по E. Anders, N. Grevesse. Abundance of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V.53. P. 197–214).

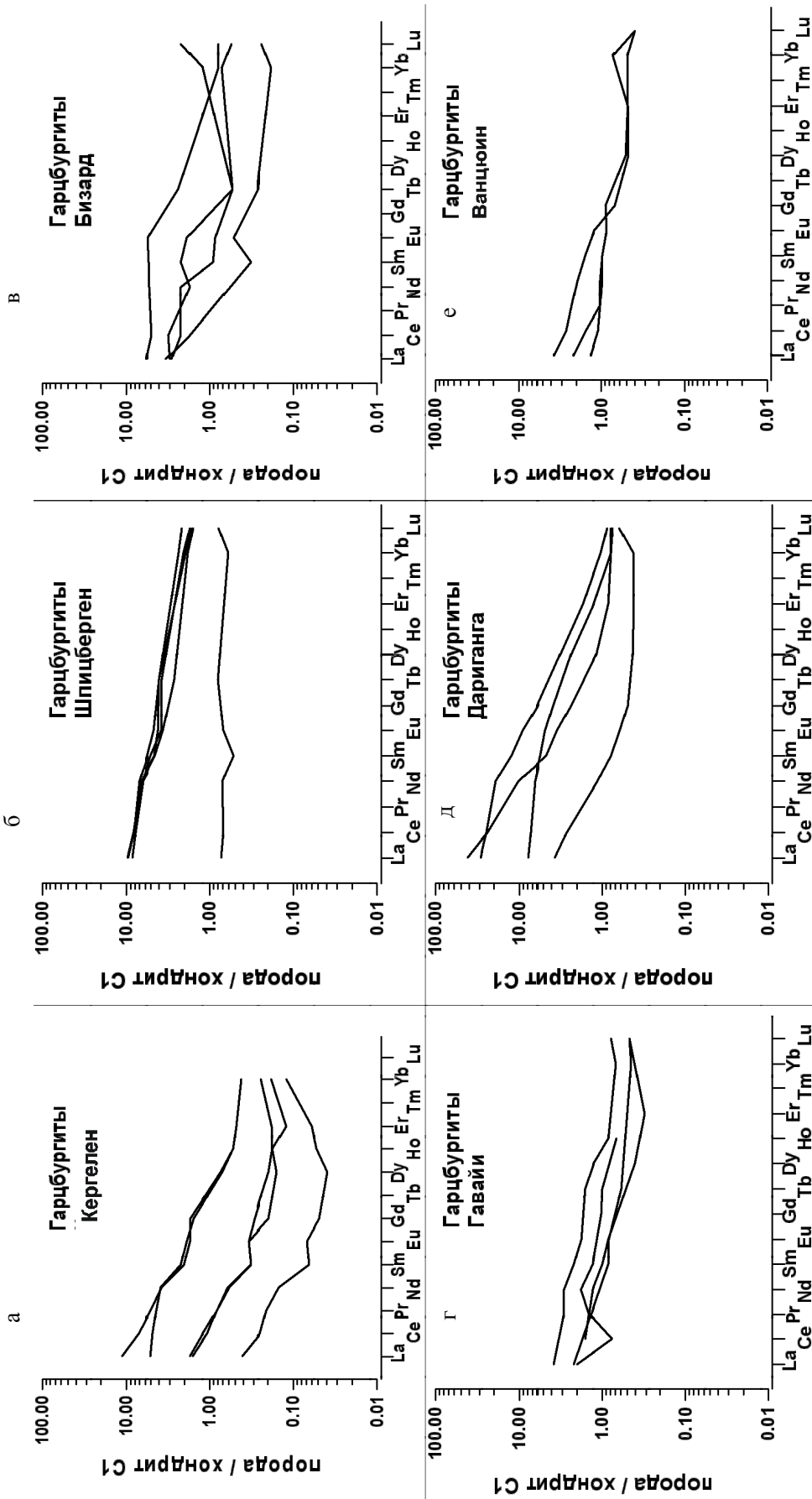
обогащение ультрамафитов из ксенолитов легкими РЗЭ, не свойственное мантийным реститам, не обнаруживает какой-либо связи с их количественно-минеральным составом. Как можно видеть, в базальтоидных провинциях часто представлены ультрамафитовые ксенолиты различных по распределению РЗЭ геохимических типов, хотя и в различных соотношениях. Установлено также, что содержание легких РЗЭ в ультрамафитах 3-го типа не обнаруживает зависимости от содержания в них СаО (рис. 6а). Так, образцы с близко одинаковым содержанием СаО могут существенно отличаться по содержанию La (рис. 6б), и наоборот, те из них, которые отличаются по содержанию СаО, часто имеют близкие содержания La (рис. 6в). В отличие от легких содержание тяжелых элементов, в частности Yb, в таких ультрамафитовых ксенолитах обнаруживает прямую зависимость от содержания в них СаО (рис. 6г-е).

Исходя из все тех же данных щелочно-базальтоидные провинции разделены на две группы. В провинциях, которые включены в первую группу и названы «мономодальными», существенно преобладает какой-либо один из выделенных геохимический тип ультрамафитовых ксенолитов, из-за чего их спектры распределения РЗЭ (рис. 1–4, о. Кергелен, Ванцюин, Хамар-Дабан и др.) похожи по своей конфигурации в области легких элементов и имеют близкие значения параметра  $(La/Sm)_n$ . Во второй группе провинций, в частности, в Британской Колумбии, Тариат, Дрейзер

Вейхер и др., которые названы «полиmodalными», в сопоставимых количествах представлены ксенолиты разных геохимических типов, от сильно истощенных до аномально обогащенных легкими РЗЭ. В некоторых провинциях, например на о. Шпицберген, «полиmodalность» распределения легких РЗЭ в ксенолитах завуалирована наличием большого количества образцов промежуточного состава.

Неравномерное обогащение легкими РЗЭ и связанная с этим полиmodalность их распределения наблюдаются в ксенолитах не только на породном, но и на минеральном уровне, примером чему служат данные по изучению клинопироксенов в ксенолитах из провинции Канадских Кордильер [30]. В других случаях, как, например, в провинциях Польши [11], практически все клинопироксены из ксенолитов аномально обогащены легкими РЗЭ, из-за чего распределение последних имеет мономодальный характер. Аномальное обогащение клинопироксенов лантаном и церием иногда наблюдается в периферических зонах их индивидуальных зерен, исследованных с помощью микросонда [40].

Наряду с РЗЭ ультрамафиты из ксенолитов редко анализировались на другие элементы-примеси, хотя их перечень в различных работах и неодинаков (табл. 1). Наибольшее количество таких данных имеется по ксенолитам из провинций Дариганга [39], Сихотэ-Алинь [22], Телль-Данун [9]. Содержание большинства из этих элементов варьирует в очень широ-



**Рис. 1.** Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в гарцбургитах, представленных в глубинных ксенолитах из щелочно-базальтоидных провинций.  
 а – о. Кергелен [24]; б – о. Шпицберген [10]; в – Бизард [18]; г – Гавайские острова [1]; д – Дариганга [39]; е – Ванцюин [40]. Здесь и далее нормирование выполнено по [14].

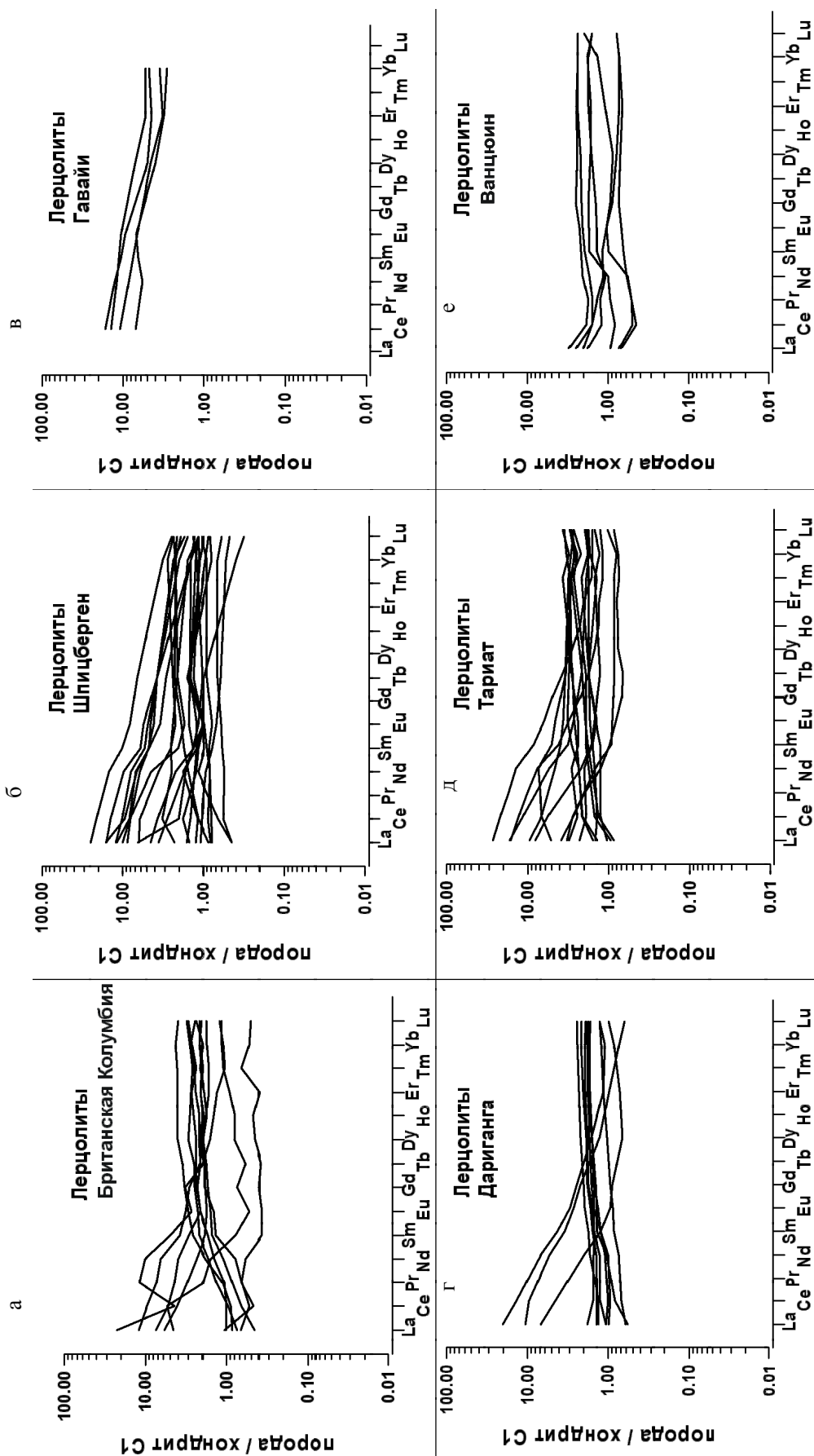
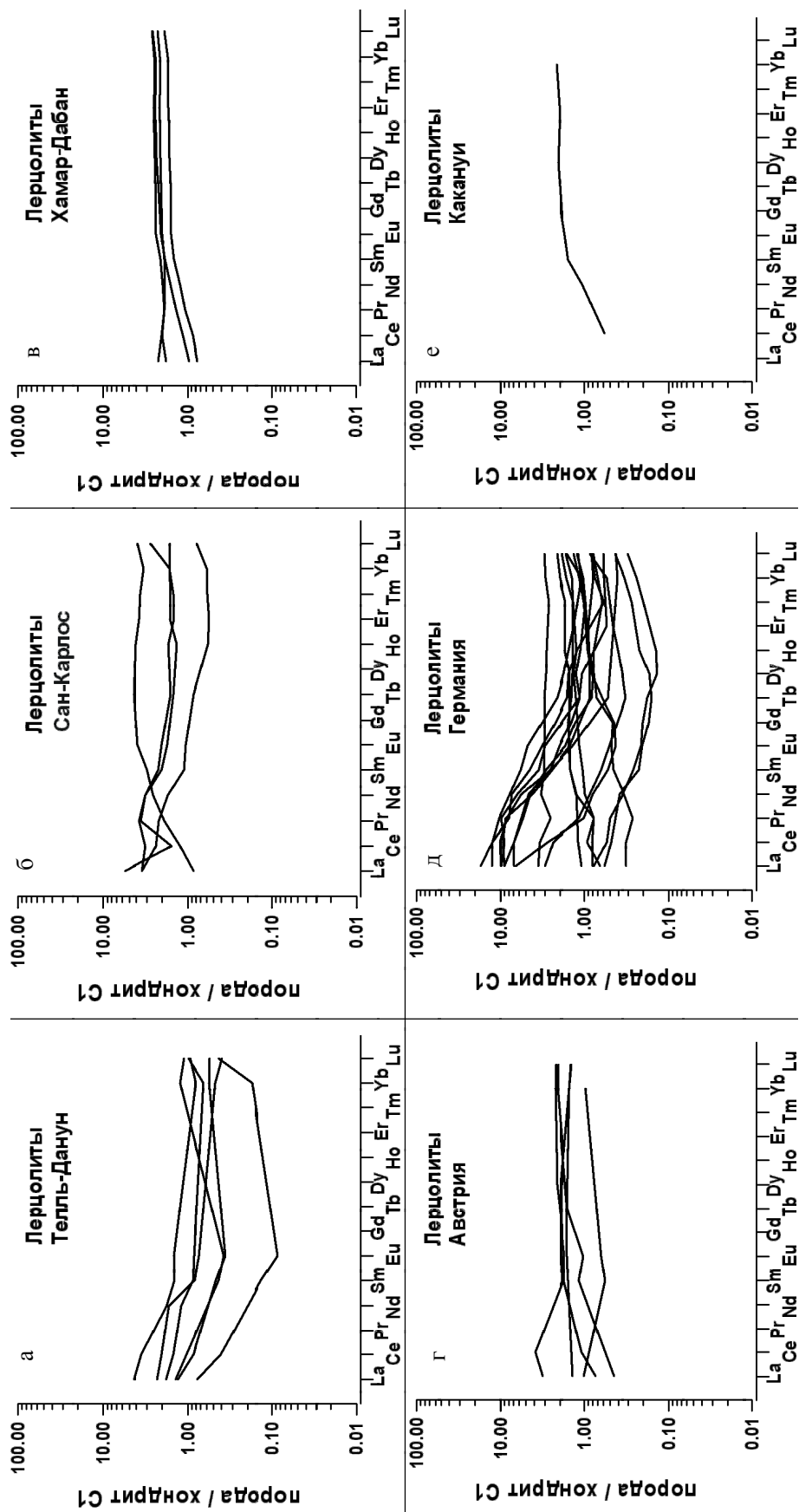


Рис. 2. Спектры распределения хондрит-нормированных содержания редкоземельных элементов в лерцолитах, представленных в глубинных ксенолитах из щелочно-базальтоидных провинций.

а – Британская Колумбия [36]; б – о. Шпицберген [10]; в – Гавайские острова [29]; г – Дариганга [39]; д – Тариат [34]; е – Ванцюин [40].



**Рис. 3.** Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в лерцолитах, представленных в глубинных ксенолитах из щелочно-базальтоидных провинций.  
 а – Тель-Данун [9]; б – Сан-Карлос [17]; в – Хамар-Дабан [21]; г – Австрия [23]; д – Дрейзер Вейхер [33]; е – о. Кергелен [2].

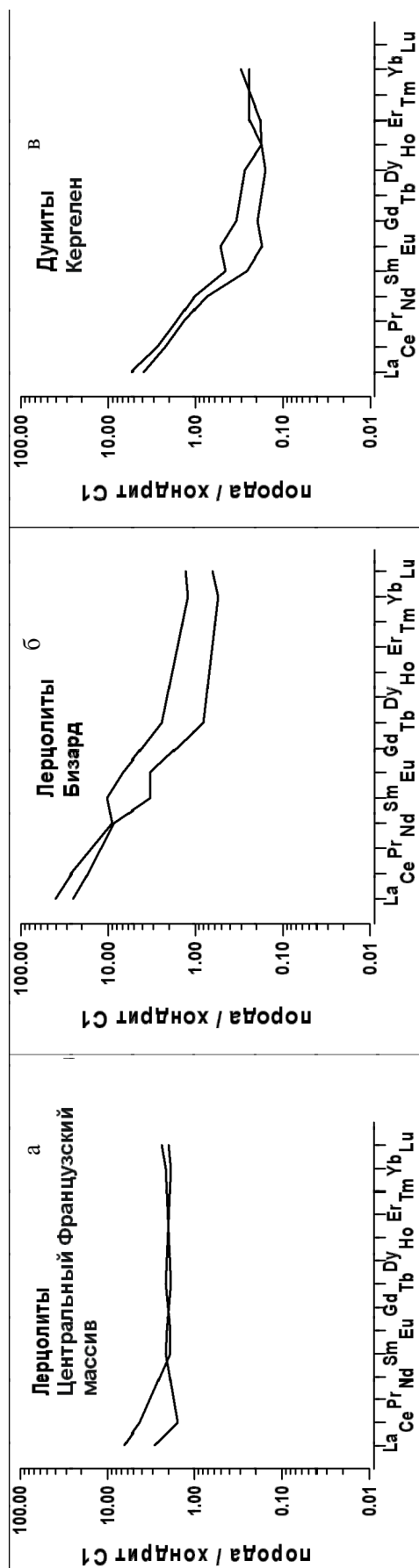


Рис. 4. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в глубинных ксенолитах из щелочно-базальтоидных провинций. а – лерцолиты, Центральный Французский массив [12]; б – лерцолиты, Бизард [18]; в – дуниты, о. Кергелен [24].

ких пределах (табл. 3). По сравнению с примитивной мантией [37] ультрамафиты из ксенолитов в щелочно-базальтоидных провинциях обогащены Rb, Th, U и Pb, однако обеднены K, Hf, Y, Ba и Ti (рис. 5). При этом обнаружено, что содержание U и Th в них повышается одновременно с увеличением содержания La (рис. 7 а, б). Очевидно, прямая зависимость существует и между содержаниями таких пар элементов, как Yb и Ti, а также La и  $K_2O$  (рис. 7).

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Опубликованные аналитические данные о содержании РЗЭ в ультрамафитовых глубинных ксенолитах из различных щелочно-базальтоидных провинций убеждают в том, что эта категория ультрамафитов очень часто характеризуется не свойственным большинству мантийных реститов, то есть аномальным распределением этих примесей, прежде всего легких РЗЭ. На подобную специфичность распределения РЗЭ в ультрамафитах из глубинных ксенолитов обратили внимание еще первые их исследователи, располагавшие очень ограниченным количеством анализов [16, 25, 27]. Более поздние работы подтвердили эту точку зрения [2, 3, 15]. При этом было установлено, что эта категория ультрамафитических пород часто имеет не только более высокое до аномального содержание легких РЗЭ, но и отличается намного более неравномерным их распределением по сравнению с тяжелыми лантаноидами.

Обсуждая природу подобного распределения РЗЭ в ультрамафитах из глубинных ксенолитов, многие исследователи склонны предполагать, что лантаноиды в этих ультрамафитах, прежде всего легкие, находятся не только в качестве изоморфной примеси в структуре их первичных породообразующих минералов, в первую очередь в клинопироксене, или в более поздних фазах (амфиболе, слюде и др.), но и в виде неструктурной примеси, локализованной в межзерновых и внутризерновых микротрещинах, а также в составе флюидных микровключений в минералах.

По версии Фрея и Грина [16] предполагалось, что в ультрамафитах из глубинных ксенолитов представлены две генетически не связанные ассоциации элементов, названные ими компонентами А и Б. Считалось, что компонент А объединяет в себе сеткообразующие элементы, а также совместимые элементы-примеси (Sc, V, Cr, Co, Ni и тяжелые РЗЭ), которые сконцентрированы в этих породах, как реститах, в процессе экстракции базальтоидных выплавов из мантийного источника. В отличие от предыдущего

Таблица 3. Средние содержания элементов-примесей в ультрамафитах из глубинных ксенолитов в континентальных и островодужных щелочно-базальтоидных провинциях, г/т.

Элементы	Средние содержания	Минимальные содержания	Максимальные содержания	Стандартные отклонения	Хондрит C1 по [14]	Примитивная мантия (по [*])	Щелочные базальты (ОИБ) (по [37])
Ti	402,46	29	941	243	436	1300	17200
V	58,03	29	121	20,86	56,5		
Sc	12,32	4,30	25,10	4,02	5,82		
Li	1,61	0,40	4,00	1,07	1,5	1,6	5,6
K	85,48	16	401	100	558	250	12000
Ga	2,33	0,40	3,70	0,96	10,1		
Rb	13,42	0,03	303	53,80	2,3	0,635	31,0
Sr	23,16	3,50	163	28,28	7,8	21,1	660
Zr	8,76	0,80	108	17,77	3,94	11,2	280
Nb	0,61	0,08	3,30	0,63	0,246	0,713	48,0
Cs	0,10	0,05	0,19	0,06	0,187		
Ba	9,80	0,60	94	19,87	2,34	6,989	350
Hf	0,15	0,02	0,46	0,09	0,104	0,309	7,80
Ta	0,03	0,002	0,13	0,04	0,0142	0,041	2,70
Pb	0,39	0,06	1,18	0,40	2,47	0,071	3,20
Th	0,15	0,003	0,97	0,19	0,0294	0,085	4,0
U	0,04	0,003	0,18	0,04	0,0081	0,021	102
Y	2,06	0,20	5,81	1,27	1,56	4,55	29
Co	117,62	85	241	24,66	502		
Ni	22003	900	2940	268	11000		
Cr	2811	900	8350	876	2660		

Примечание. Пояснения см. в примечании к табл. 2.

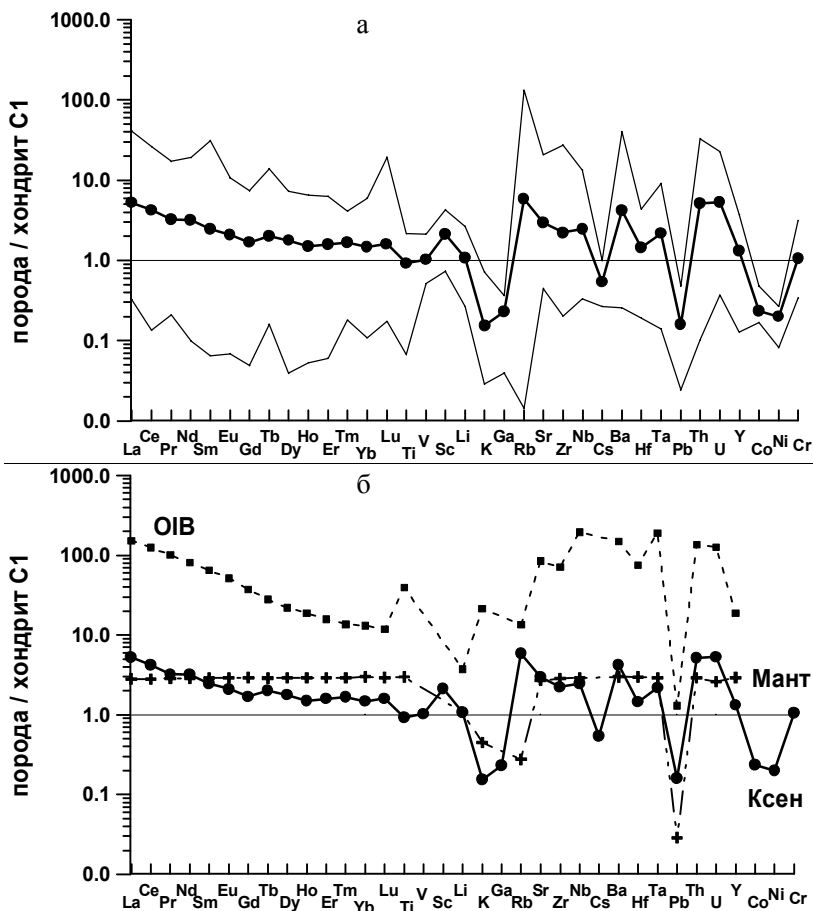
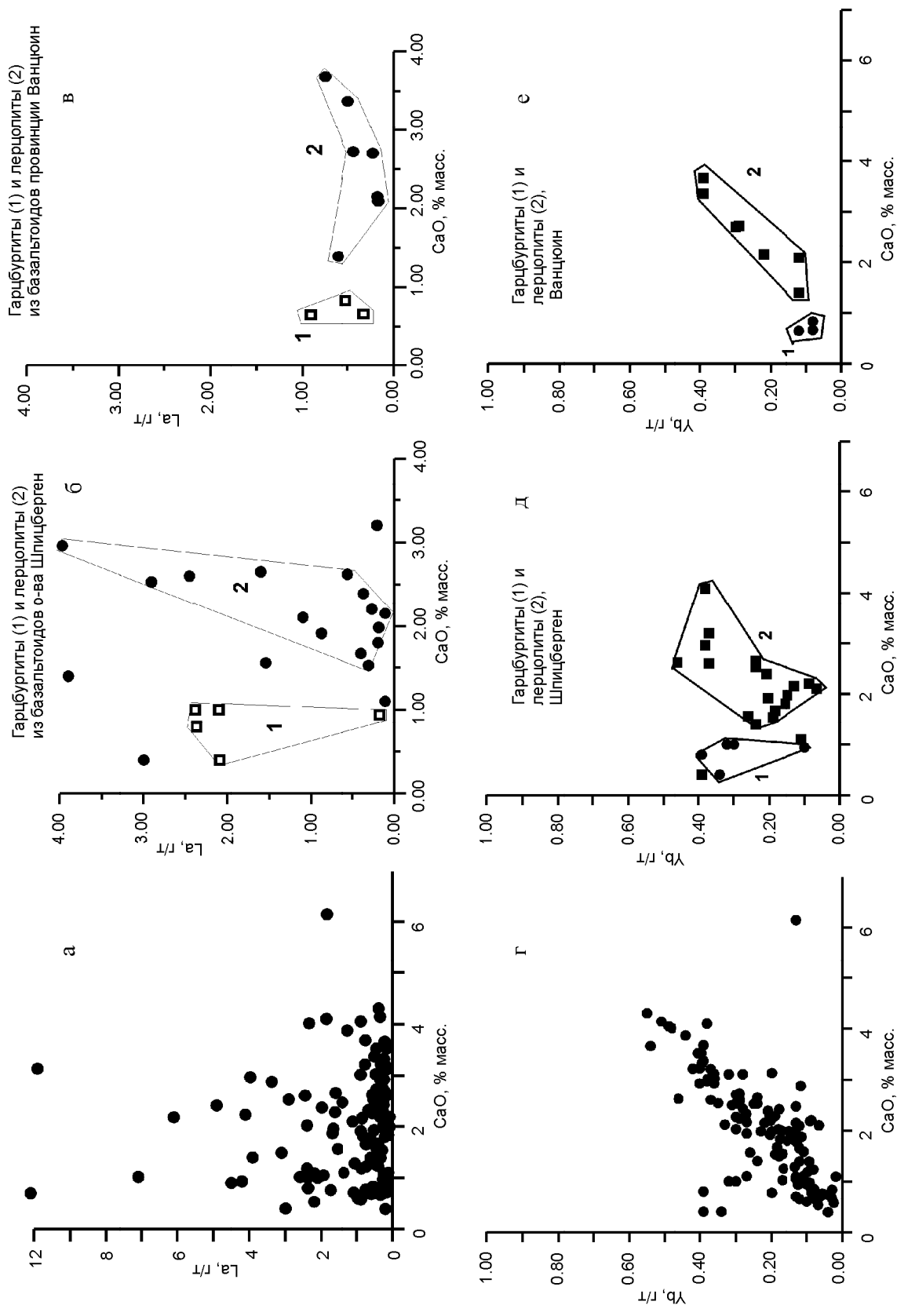


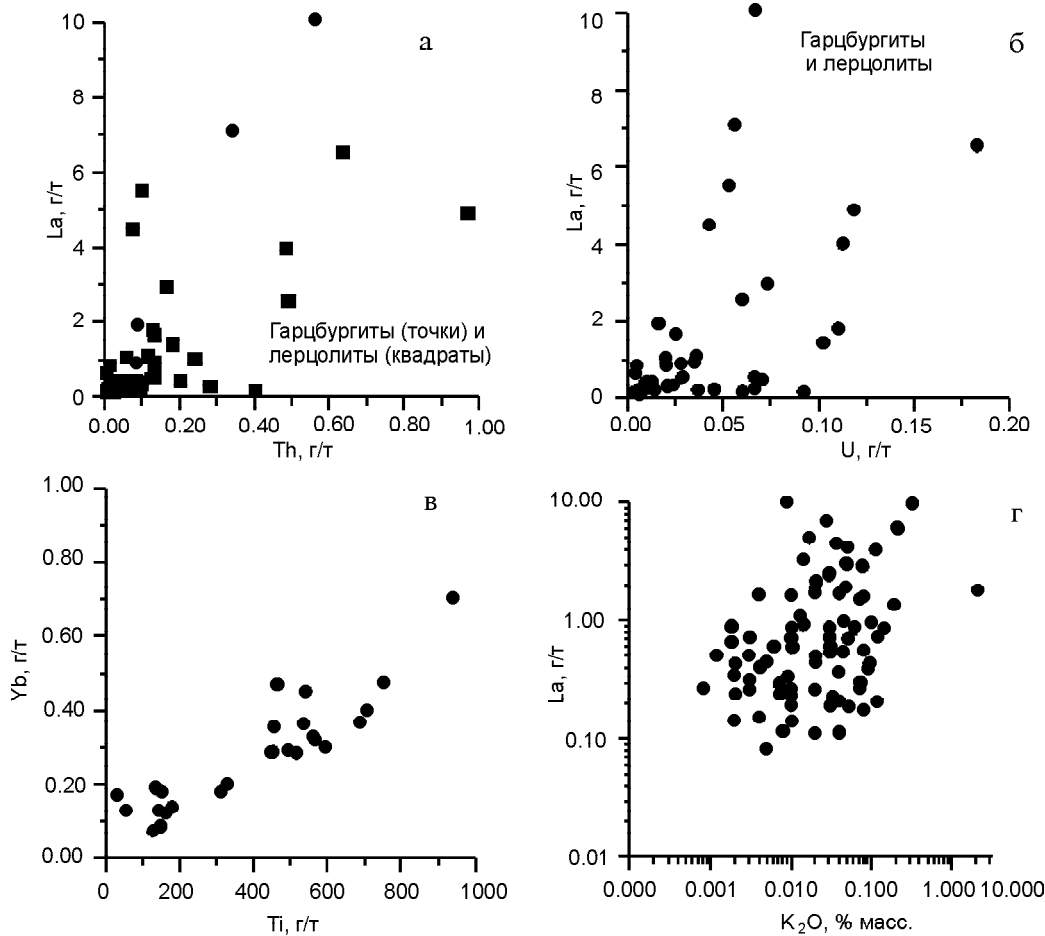
Рис. 5. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных и других элементов-примесей.

а – средние содержания по общей выборке анализов гарцбургитов, лерцолитов и дунитов в глубинных ксенолитах в щелочно-базальтоидных провинциях (тонкими линиями показаны максимальные и минимальные значения); б – те же данные (Ксен) в сравнении с содержанием элементов в примитивной мантии (Мант) и щелочных базальтах океанических островов (ОИБ) [37].





**Рис. 6.** а – соотношение содержаний La и CaO по общей выборке анализов гарцбургитов, перидитов и дунитов из глубинных ксенолитов в щелочно-базальтоидных провинциях (n = 130). То же – по данным анализам гарцбургитов (1) и перидитов (2) из провинций: б – о. Шпицберген; в – Ванцонн; г – соотношение содержаний Yb и CaO по общей выборке анализов гарцбургитов, перидитов и дунитов (n = 130). То же – по данным анализам гарцбургитов (1) и перидитов (2) из провинций: д – о. Шпицберген; е – Ванцонн.



**Рис. 7.** Соотношение содержаний лантана с содержаниями тория (а), урана (б) и калия (г), а также содержаний иттербия с содержаниями титана (в) в перцолитах, гарцбургитах и дунитах из глубинных ксенолитов (по результатам анализов представительных образцов ксенолитов).

компонент Б объединяет в себе все несовместимые элементы-примеси (К, Р, Th, U, легкие РЗЭ и др.).

Изучая геохимическую неоднородность перидотитовых ксенолитов из щелочно-базальтоидной провинции Дрейзер Вейхер (Западная Германия), Штош и Сэк [33] были вынуждены выделить среди них два геохимических типа. Они показали, что в образцах одного типа содержание легких РЗЭ обычно находится на уровне, близком к хондриту С1, или несколько ниже, и при этом в них не наблюдается амфибол. В перидотитовых ксенолитах второго типа наблюдается существенное обогащение легкими РЗЭ, и, в то же время, в них, как правило, в тех или иных количествах наблюдается амфибол. Обогащение легкими РЗЭ было установлено и в первичных породообразующих минералах этих перидотитов – оливинах, ортопироксенах и клинопироксенах. По заключению Штоша и Сэка, обогащение ультрамафитов, как и их минералов, легкими лантаноидами, а также образование в них более позднего амфибола обязаны влиянию обогащенных этими элементами флюидов, которому подвергались ксенолиты перидотитов, изначально имевших такие же геохимические характеристики, как и перидотиты, отнесенные к первому типу. Важно отме-

тить, что, согласно заключению этих исследователей, ультрамафитовые ксенолиты подвергались указанному воздействию на протяжении всего пути их транспортировки базальтоидными расплавами от верхней мантии до дневной поверхности.

Рассматривая проблему распределения РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах на примере одной из щелочно-базальтоидных провинций Монголии, В.И. Коваленко с соавторами [4] пришли к заключению, что в подобных породах всегда в том или ином количестве присутствует так называемый «контаминат», то есть вещество, привнесенное в эти породы на более поздней стадии. Они предполагали, что этот «контаминат» сосредоточен, главным образом, в межзерновом пространстве ксенолитов. Под микроскопом он представляет собой тончайший матовый налет на поверхности зерен минералов, который при промывке проб разбавленным раствором соляной кислоты легко растворялся. По результатам анализа промытых таким образом проб содержание легких РЗЭ в них снижалось на 1-2 порядка, в то время как содержание тяжелых РЗЭ оставалось на прежнем уровне. В таких ультрамафитовых ксенолитах была выявлена положительная корреляция тяжелых РЗЭ с

содержанием СаО, однако для легких элементов такая зависимость проявляется только в тех образцах из ксенолитов, в которых практически отсутствовал "контаминат". По заключению названных исследователей, обнаруженный ими "контаминат", не будучи генетически связанным с первичным веществом ультрамафитовых ксенолитов, является концентратом существенных количеств легких РЗЭ, представленных в этих породах. Что касается распределения тяжелых РЗЭ в тех же ультрамафитах, то в качестве главного их концентратора ими рассматривается клинопироксен.

В свете изложенного можно предполагать, что аномальное обогащение легкими РЗЭ клинопироксенов из перидотитовых ксенолитов в провинциях Польши [11], о чем говорилось выше, также обусловлено наличием в них аналогичного "контамината", который может быть локализован не только на поверхности зерен минералов и стенок секущих их микротрещин, но и во флюидных включениях. Подобные включения, обогащенные легкими РЗЭ, выявлены в оливинах [5, 32] и ортопироксенах [8] из некоторых ультрамафитовых пород.

Вместе с тем, в ряде публикаций рассматриваемая проблема обсуждается с несколько иных позиций. В их основе лежат представления о том, что аномальное обогащение ультрамафитов из глубинных ксенолитов легкими РЗЭ является следствием так называемого "мантийного метасоматоза". Предполагается, что последний обусловлен просачиванием сквозь них мантийных флюидов, обогащенных не только легкими РЗЭ, но и Sr, а также  $\text{CO}_2$ , в то время как Zr, Hf, Nb и Ti эти флюиды были обеднены. "Мантийный метасоматоз" подразделяется на два вида – явный и скрытый [17, 28]. Под явным подразумевается процесс, при котором обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ сопровождалось новообразованием водосодержащих минералов – амфибола и слюды. При скрытом "мантийном метасоматозе" аномальное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ не сопровождалось образованием названных минералов. В качестве вероятного источника флюидов, обеспечивающих «мантийный метасоматоз», предполагаются карбонатитовые расплавы [13, 19].

Ю.А. Балашов\* предложил выделять три группы признаков "мантийного метасоматоза" в ультрамафитах из глубинных ксенолитов: 1) петрологические

(стекло в межзерновом пространстве, зональность состава кристаллов и др.); 2) геохимические (значительные вариации в содержании РЗЭ, обогащение легкими элементами); 3) изотопные (отклонение изотопных отношений Rb/Sr и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). По мнению указанного автора, "мантийный метасоматоз" обусловлен воздействием на ультрамафитовые ксенолиты расплавов, прежде всего щелочных, и связанных с ними флюидов, обогащенных  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , которые были генерированы в верхней мантии.

Если рассматривать обсуждаемую проблему и подходы к ее решению в целом, то вполне логично предположить, что воздействие базальтоидных расплавов и их флюидов на ксенолиты (что не отрицается большинством исследователей) осуществлялось не только в период их нахождения на уровне верхней мантии, но и при последующей транспортировке ксенолитов к дневной поверхности. Те фазовые, химические и изотопные преобразования, которым подверглись ксенолиты мантийных реститов на всех стадиях до их появления на дневной поверхности, вполне правомерно рассматривать в терминах "мантийного метасоматоза", поскольку в этом процессе обязательно принимали участие мантийные "агенты" – примитивные базальтоидные расплавы и связанные с ними флюиды. Различное по масштабам и неравномерное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ и другими примесями при таком взаимодействии является вполне прогнозируемым процессом, поскольку возникшая в условиях верхней мантии физико-химическая система, состоящая из предварительно истощенных несовместимыми элементами ксенолитов ультрамафитовых реститов и, наоборот, обогащенных теми же элементами субщелочных базальтов, была весьма неравновесной. Поэтому в ходе подъема базальтовых расплавов, перемещавших ультрамафитовые ксенолиты, эта система неизбежно эволюционировала в сторону большего равновесия путем выравнивания концентраций подвижных компонентов, включая легкие РЗЭ, между расплавом, флюидом и ксенолитами. Этот процесс реализовывался посредством инъекций расплава и просачивания флюидов в ксенолиты по макротрещинам, а также межзерновым и внутризерновым микротрещинам, в результате чего и формировался упомянутый "контаминат". Очевидно, что в подобных условиях в пределы относительно небольших по размеру ксенолитов расплавов и флюиды были способны проникать почти по всему их объему, благодаря чему эти ксенолиты достигали почти полного химического равновесия с расплавом, оказывались равномерно обогащенными как легкими РЗЭ, так и другими подвижными компонентами.

---

\*Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука. 1985. 222 с.

Те же расплавы и их флюиды за тот же промежуток времени не были способны проникать на всю глубину в более крупные ксенолиты. Поэтому последние будут иметь более неравномерное, зональное распределение "контамината", будучи сильнее обогащенными им в своих периферических зонах и тем самым сохраняя химическую неравновесность по отношению к окружающим базальтам [20].

Наряду с рассмотренной неструктурной примесью РЗЭ ("контаминатом") в ультрамафитовых ксенолитах постоянно присутствует их структурная примесь, которая находится в тех или иных количествах в составе оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов, гранатов и других минералов, изоморфно замещающая сеткообразующие элементы, в первую очередь ионы кальция [5, 6, 7]. По этой причине в ультрамафитах, по анализам которых не наблюдается аномальное обогащение легкими РЗЭ, содержания последних, как и содержание тяжелых элементов, находятся в прямой зависимости от количественно-минерального состава пород и от содержания в них СаО, который сосредоточен главным образом в клинопироксене. В тех ксенолитах, которые характеризуются аномально повышенным содержанием легких РЗЭ, прямую корреляцию с содержанием СаО демонстрируют только тяжелые РЗЭ, которые, как это следует из наблюдений, почти полностью находятся в составе порообразующих минералов в виде изоморфной примеси.

Выше было отмечено, что ультрамафиты из глубинных ксенолитов очень часто аномально обогащены не только легкими РЗЭ, но и другими несовместимыми элементами, в том числе калием, фосфором, ураном, торием, которые, в то же время, в еще больших количествах представлены во вмещающих эти ксенолиты субщелочных базальтоидах. Это приводит к заключению, что такое обогащение ксенолитов указанными элементами также обязано активному воздействию на ксенолиты переносивших их расплавов и их флюидов.

Как уже отмечалось, при определении РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах наиболее часто применялись инструментальный (INAA) и радиохимический (RNAA) нейтронно-активационный анализы, при проведении которых используются "валовые" пробы пород, хотя и ограниченные по объему. Однако эти методы анализа не позволяют оценить отдельно те вклады в суммарное количество РЗЭ в породах, которые вносят структурная и неструктурная их составляющие. К таким оценкам можно приблизиться, применяя локальные (микрондовые) методы анализа ин-

дивидуальных зерен минералов, и лишь в том случае, если определение РЗЭ выполняется не из растворов.

Остановимся далее на вопросе о неравномерности обогащения ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ. Как было показано, она проявляется как при сравнении ксенолитов из разных провинций, так и по ксенолитам одной провинции. Неравномерное, в том числе зональное распределение легких РЗЭ фиксируется и в пределах отдельных ксенолитов, особенно крупных, и в пределах индивидуальных зерен минералов. Как представляется, подобную геохимическую неоднородность ультрамафитов из ксенолитов и их минералов трудно интерпретировать, опираясь лишь на представление о "метасоматозе", протекавшем в верхней мантии. Это затруднение обусловлено прежде всего тем, что низкие значения градиентов всех термодинамических параметров, имеющие место в условиях верхней мантии, а также большие временные интервалы протекавших там минерало- и породообразующих процессов неизбежно должны привести систему "ультрамафитовый ксенолит – мафитовый расплав" к состоянию, близкому к химически равновесному. В указанных условиях должно достигаться выравнивание концентраций подвижных компонентов в этой системе. Поскольку это далеко не всегда так, то аномальное обогащение ксенолитов легкими РЗЭ и их очень неравномерное распределение, с нашей точки зрения, более логично рассматривать исходя из вероятности существенного привноса легких РЗЭ и других подвижных компонентов в ксенолиты непосредственно в процессе их перемещения расплавом. Очевидно, такое перемещение и взаимодействие не были длительными и соответствовали по времени периоду от момента захвата ксенолитов в верхней мантии, последующего быстрого подъема к дневной поверхности и до полной раскристаллизации базальтоидов.

Неструктурная примесь легких РЗЭ, аномально обогащающих ультрамафитовые ксенолиты, как уже говорилось, локализована наряду с межзерновыми и внутризерновыми микротрещинами в составе флюидных включений в порообразующих минералах. Очевидно, что подобные включения, представляя собой макродефекты кристаллической структуры минералов, неизбежно должны снижать их физическую прочность. С другой стороны, нетрудно предположить, что высокobarические условия, имевшие место в местах захвата ультрамафитовых ксенолитов базальтоидными расплавами на уровне верхней мантии, должны всемерно препятствовать возникновению подобных дефектов в структуре минералов. Из этого можно заключить, что флюидные включения в

минералах, в существенной мере определяющие аномальное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими лантаноидами, не могли образоваться при метасоматических процессах, протекавших в высокобарических условиях верхней мантии, а возникли при существенно более низких давлениях на этапе подъема ксенолитов базальтовыми расплавами к дневной поверхности.

Резюмируя сказанное, подчеркнем, что, не подвергая сомнению возможность некоторого участия мантийных процессов в возникновении аномальных концентраций легких РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах в период их захвата щелочно-базальтоидными расплавами, мы приходим к убеждению, что подобное обогащение было вызвано, главным образом, активным воздействием на ксенолиты указанных расплавов и их флюидов на этапе их достаточно кратковременного перемещения по подводным каналам к дневной поверхности вплоть до момента полного затвердевания базальтов.

#### ВЫВОДЫ

1. Ультрамафиты из глубинных ксенолитов, широко представленные во многих щелочно-базальтоидных провинциях, очень часто аномально обогащены легкими РЗЭ и некоторыми другими несовместимыми элементами по сравнению с теми реститогенными ультрамафитами, которые слагают самостоятельные массивы в составе офиолитовых ассоциаций на континентах и в срединно-океанических хребтах. Аномальное и неравномерное обогащение этих ксенолитов легкими РЗЭ выявляется как при сравнении образцов из различных провинций, так и при их сравнении в масштабе одной провинции, в пределах отдельного ксенолита и даже индивидуальных зерен минералов.

2. Спектры распределения РЗЭ для тех ультрамафитов из ксенолитов, которые аномально обогащены легкими РЗЭ, обычно имеют не свойственный реститам отрицательный наклон и описываются повышенными (10–50) значениями параметра  $(La/Yb)_n$ . Содержание легких РЗЭ в ультрамафитовых ксенолитах, аномально обогащенных легкими РЗЭ, не обнаруживает зависимости от содержания в них  $CaO$ , в то время как содержание тяжелых РЗЭ в тех же образцах имеет прямо пропорциональную зависимость как от содержания  $CaO$ , так и от модального содержания клинопироксена в породах.

3. Аномальное обогащение ультрамафитов из глубинных ксенолитов легкими РЗЭ обусловлено, главным образом, их накоплением в виде неструктурной примеси ("контамината"), которая часто представ-

ляет собой легко растворимое вещество, локализованное в межзерновых и внутризерновых микротрещинах, а также в составе флюидных микровключений. Обогащенная легкими РЗЭ неструктурная примесь при анализе валовых проб пород практически не поддается отделению от той доли этих элементов, которые изоморфно входят в структуру породообразующих минералов.

4. Система "субщелочной базальт – ксенолит ультрамафитового рестита" изначально была химически неравновесной в отношении распределения РЗЭ. Последующее аномальное обогащение ультрамафитовых ксенолитов легкими РЗЭ было обусловлено инжекцией выносившими их расплавами, а также просачиванием флюидов, причем не столько на этапе захвата ксенолитов в верхней мантии, сколько в относительно короткий период перемещения по подводным каналам. В ходе такого взаимодействия ультрамафитовые ксенолиты аномально обогащались не только легкими РЗЭ, но другими несовместимыми элементами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1972. 268 с.
2. Ионов Д.А. Ксенолиты в базальтах континентов // Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Ред. Е.Е.Лазько, Е.В.Шарков. М.: Наука, 1988. С. 311–332.
3. Ионов Д.А. Ксенолиты в базальтах океанов // Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Ред. Е.Е.Лазько, Е.В.Шарков. М.: Наука, 1988. С. 332–346.
4. 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.
5. Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в оливинах // Зап. ВМО. 2000. Ч.129, № 6. С. 3–20.
6. Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в ортопироксенах // Зап. ВМО. 2001. Ч.130, № 1. С. 3–20.
7. Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах // Записки ВМО. 2001. Ч.130, № 4. С. 78–97.
8. Леснов Ф.П., Гора М.П., Ковязин С.В., Фомина Л.Н. Флюидные компоненты в ортопироксенах из дупироксеновых мафит-ультрамафитовых пород и их связь с редкоземельным составом минерала // Проблемы петрологии и минералогии мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1998. С. 62–78.
9. Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А., Лазько Е.Е., Джерде Э., Ханна С. Геохимические особенности астеносферы под аравийской плитой по данным изучения мантийных ксенолитов четвертичного вулкана Телль-Данун, Сирийско-Иорданское плато, Южная Сирия // Геохимия. 1996. № 9. С. 819–835.

10. Шубина Н.А., Уханов А.В., Геншафт Ю.С., Колесов Г.М. Редкие и породообразующие элементы в перidotитовых нодулях из базальтов северо-западного Шпицбергена: к проблеме неоднородности верхней мантии // Геохимия. 1997. № 1. С. 21–36.
11. Blusztajn J., Shimizu N. The trace-element variations in clinopyroxenes from spinel peridotite xenoliths from southwest Poland // Chem. Geol. V. 111. P. 227 - 243.
12. Downes H., Dupuy C. Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 82. P. 121–135.
13. 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.
14. 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.
15. Frey F.A. Rare earth element abundances in upper mantle rocks // Rare earth element geochemistry (Ed. P.Henderson). Elsevier. 1984. P. 153–203.
16. Frey F.A., Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38, N 7. P. 1023–1059.
17. 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
18. Harnois L., Mineau R., Morency M. Rare element geochemistry of alnoitic Cretaceous rocks and ultramafic xenoliths from Ile Bizard (Quebec, Canada) // Chemical Geology. 1990. V. 85. P. 135–145.
19. Ionov D.A., Dupuy C., O’Reilly S.Y. et al. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen : implication for trace element signature of mantle carbonate metasomatism // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 119. P. 283–297.
20. Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol. 1994. V. 35. Part 3. P. 753–785.
21. Ionov D.A., O’Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, Southern Baikal region, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 105. P. 433–445.
22. Ionov D.A., Prikhod’ko V.S., O’Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signature of mantle beneath a convergent continental margin // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 275–294.
23. Kurat G., Palme H., Spettel B. et al. Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes // Geochim. Cosmochim. Acta. V. 44. 1980. P. 45–60.
24. Mattielli N., Weis D., Gregoire M., Mennessier J.P., Cottin J.Y., Giret A. Kerguelen basic and ultrabasic xenoliths: Evidence for long-lived Kerguelen hotspot activity // Lithos. V.37. 1996. P. 261–280.
25. Nagasawa H., Wakita H., Higuchi H., Onuma N. Rare earths in peridotite nodules: an explanation of the genetic relationship between basalt and peridotite nodules // Earth Planet. Sci. Lett. 1969. P. 377–381.
26. Ottonello G. Rare earth abundances and distribution in some spinel peridotite xenoliths from Assab (Ethiopia) // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 1885–1901.
27. Philpotts J.A., Schnetzler C.C., Thomas H.H. Petrogenetic implications of some new geochemical data on eclogitic and ultrabasic inclusions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. P. 1131–1166.
28. 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. Part 2. P. 546–577.
29. Sen G., Frey F.A., Shimizu N., Leeman W.P. Evolution of the lithosphere beneath Oahu, Hawaii: rare earth element abundances in mantle xenoliths // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 119. P. 53–69.
30. Shi L., Ludden J., Frederiksen A., Bostok M. Xenolith evidence for lithospheric melting above anomalously hot mantle under the Northern Cordillera // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 131. P.39–53.
31. Song Y., Frey F.A. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China: Implications for subcontinental mantle heterogeneity // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53, N 1. P. 97–113.
32. Stosch H.-G. Rare earth partitioning between minerals from anhydrous peridotite xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 793–811.
33. 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.
34. Stosch H.-G., Lungmair G.W., Kovalenko V.I. Spinel peridotite xenoliths from 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.
35. Stosch H.-G., Ionov D.A., Puchtel I.S., Galer S.J.G., Sharpouri A. Upper crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // Lithos. V. 36. 1995. P. 227–242.
36. Sun M., Kerrich R. Rare earth element and high field strength element characteristics of whole rocks and mineral separates of ultramafic nodules in Cenozoic volcanic vents of southeastern British Columbia, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 4863–4879.
37. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. From Saunders A.D. and Norry M.J. (eds). Geological Society Special Publication. 1989. P. 313–345.
38. Varne R., Graham A.L. Rare earth abundances in hornblende and clinopyroxene of a hornblende lherzolite xenolith: implications for upper mantle fractionation processes // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. V. 13. P. 11–18.
39. Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths from Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 126. P. 345–364.
40. Xu Y., Mensies M.A., Vroon P., Mercier J.-C., Lin C.

Texture-temperature-geochemistry relationships in the upper mantle as revealed from spinel peridotite xenoliths from Wangqing, NE China // *J. Petrology*. 1998. V.39. P. 469–493.

41. Yang H.-J., Sen G., Shimizu N. Mid-ocean ridge melting: constraints from lithospheric xenoliths at Oahu, Hawaii // *J. Petrology*. 1998. V. 39. P. 277–295.

*Поступила в редакцию 1 ноября 2001 г.*

*Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым*

*F.P. Lesnov*

**Deep-seated xenoliths of ultramafites in alkali-basaltoid provinces: some specific features of REE geochemistry**

Ultramafites from deep-seated xenoliths in all the known alkali-basaltoid provinces are abnormally and very non-uniformly enriched in light REE and some other highly incompatible elements as compared with similar rocks from continental massifs and mid-oceanic ridges. The non-uniformity of such enrichment is manifest both between different provinces and within one single province; quite often it is evident in an individual xenolith and even in individual grains of minerals. Data on REE content have been generalized in the paper, as well as data on other impurities and main components in the collection of 180 samples that characterize about 30 continental and insular alkali-basaltoid provinces. Such abnormal enrichment of ultramafites in light lanthanoids is stipulated by the accumulation in them of epigenetic contaminate localized in the intergrain space, on the walls of microfractures and in the fluid inclusions in the minerals. An essential portion of the contaminate easily dissolves in the diluted solution of hydrochloric acid, which results in substantial reduction of REE content in the samples. In the analysis of bulk rock samples using contemporary methods, light REE included in the contaminate practically cannot be separated from structural impurity of light REE that is lower in concentration and is directly incorporated in the crystalline grid of the minerals. The conceptions prevail that abnormal enrichment of ultramafitic xenoliths is stipulated by the mantle metasomatism processes. Based on the analysis performed, the author arrived at the conclusion that such enrichment of ultramafites from xenoliths in light REE and other incompatible impurities is due to direct fluid introduction from the accommodating alkali basaltoids in the process of xenolith transportation from the upper-mantle magmatic chambers to the surface, rather than by the mantle metasomatism processes.