

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

ГЕОХИМИЯ
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ
В эндогенных процессах

3744
Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук В. С. САМОЙЛОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1982



**Геохимия редкоземельных элементов
в эндогенных процессах.**— Новосибирск:
Наука, 1982.

Приведены оригинальные данные по геохимии редкоземельных элементов (РЗЭ) в эндогенных процессах магматического и метасоматического минералообразования, в основном базирующиеся на новых методиках прямого спектрального и химико-спектрального определения РЗЭ в горных породах и минералах. Геохимия РЗЭ в магматическом процессе показана на примере вулканических пород Монголо-Охотского пояса, офиолитового комплекса Монголии, а также карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород. Рассматривается поведение РЗЭ в процессах ультраметаморфизма, регионального метасоматизма и пегматитообразования на примере Алданского района и Прибайкалья.

Работа представляет интерес для исследователей, занимающихся петрологией и геохимией эндогенных процессов.

Е. В. Смирнова, В. В. Конусова

СПЕКТРАЛЬНОЕ И ХИМИКО-СПЕКТРАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛАХ

Редкоземельные элементы (РЗЭ), включающие в свою группу лантан, 14 лантаноидов и тесно связанный с ними иттрий, обладают очень близкими химическими и физическими свойствами. В связи с этим процесс выделения редкоземельных элементов химическим путем представляет исключительно трудную проблему, и только с развитием физических и физико-химических методов анализа появилась возможность определения концентрации каждого РЗЭ в анализируемом веществе. Наибольший эффект дают комбинированные методы, когда из пробы химическим способом выделяется сумма окислов РЗЭ (или концентрат) и затем каким-либо инструментальным методом определяются отдельные РЗЭ. Для этого могут быть использованы следующие методы: хроматографический, полярографический, пламеннофотометрический, спектрофотометрический, рентгеноспектральный, спектральный, нейтронно-активационный и масс-спектральный.

Самые низкие пределы обнаружения имеют нейтронно-активационный и масс-спектральный методы [3, 41, 42]. Однако сложность аппаратуры, трудности проведения анализа, его продолжительность ограничивают возможности их применения. Поэтому на практике эти методы используются в частных случаях, особенно масс-спектральный, который не нашел должного развития в нашей стране при анализе геологических проб. Для анализа геологических материалов наибольшее распространение получили хроматографический (на бумаге), рентгеноспектральный и метод эмиссионного спектрального анализа. Остальные методы используются редко, что вызвано или недостатком чувствительности, или невозможностью определения всех РЗЭ.

Метод эмиссионного спектрального анализа имеет известные преимущества перед хроматографическим и рентгеноспектральным [41]. Он выше их по чувствительности на два, а для некоторых РЗЭ на три порядка, по точности соизмерим с рентгеноспектральным методом и превосходит хроматографический. Кроме того, метод эмиссионного спектрального анализа обладает экспрессностью, простотой подготовки проб и съемки спектров. Важным его преимуществом является возможность одновременного определения всех РЗЭ из одной сравнительно небольшой навески. Основная трудность определения РЗЭ связана со сложностью и многолинейчатостью их спектра, наложением линий мешающих элементов. Однако при правильном выборе аналитических линий, организации контроля с помощью других методов или стандартных образцов можно избежать систематических ошибок. Ошибка воспроизводимости, как обычно для метода эмиссионного спектрального анализа, составит 0,10—0,20 относительного стандартного отклонения.

Высокая чувствительность метода спектрального анализа позволяет использовать его без предварительной химической подготовки (требующей большого количества вещества), что особенно важно при анализе минералов. Прямым способом представляется возможность определять почти все РЗЭ в аксессуарных редкоземельных минералах, минералах-концентрато-

рах РЗЭ, в некоторых породах, богатых РЗЭ. Отдельные редкоземельные элементы (La, Ce, Nd, Y и Yb) можно анализировать в обычных породах (кроме ультраосновных).

СПЕКТРЫ РЗЭ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ЛИНИИ

Причина близости свойств, а также других особенностей РЗЭ, таких, как сложность и многолинейчатость спектра, заключена в их электронной структуре.

Для электронных оболочек РЗЭ характерно последовательное заполнение $4f$ -оболочки (табл. 1). Четырнадцать элементов лантаноидов от Ce до Lu соответствуют числу $4f$ -электронов. Заполнение $4f$ -уровня происходит так, что у первых семи элементов (от Ce до Gd) спины электронов параллельны, а у последующих (от Tb до Lu) антипараллельны. Такой порядок заполнения электронами $4f$ -уровня служит физической основой деления группы РЗЭ на цериевую и иттриевую подгруппы.

Спектры элементов с достраивающимися f -оболочками являются самыми сложными и многолинейчатыми [9, 10]. Это определяется тем, что у конфигураций f^k возникает много термов. Расстояние между термами уменьшается, в результате чего увеличивается число линий и уменьшается их интенсивность. Наряду с переходами типа $s - p$, дающими более простой спектр, состоящий из интенсивных линий, возникают переходы $p - d$ и $d - f$, создающие более сложный спектр из менее интенсивных и многочисленных линий. Наблюдается значительная симметрия для оболочек f^k и f^{14-k} , от краев к середине группы лантаноидов увеличивается расстояние от основного терма до более высоких уровней. Оно достигает максимума для европия, в связи с чем его спектр наиболее характерный с интенсивными линиями. По мере приближения f -оболочки к полному заполнению (Tm — Lu) спектры упрощаются, и их структура становится характерной.

Для лантаноидов $6s$ -электроны связаны слабее, чем $5d$ - и $4f$ -электроны, поэтому при ионизации они отщепляются в первую очередь (исключение

Таблица 1

Характеристики спектра РЗЭ

Порядковый номер	Элемент	Энергия ионизации, эВ	Нормальная конфигурация [9, 1]		Число линий, n [10]	Нижний предел приближенно-количественного анализа $S_{\text{обн}}'$ г/т [15, 13]
			Нейтральный атом	Первый ион		
39	Y	6,51	$4d5s^2$	$5s^2$	Не исследовано	10
57	La	5,61	$5d6s^2$	$5d^2$	1275	3—5
58	Ce	5,57	$4f5d6s^2$	$4f5d^2$	3207	30
59	Pr	5,42	$4f^36s^2$	$4f^36s$	2515	30—100
60	Nd	5,45	$4f^46s^2$	$4f^46s$	2927	10
61	Pm	5,55	$4f^56s^2$	$4f^56s$	Не исследовано	—
62	Sm	5,6	$4f^66s^2$	$4f^66s$	3105	30
63	Eu	5,64	$4f^76s^2$	$4f^76s$	1875	10
64	Gd	6,16	$4f^75d6s^2$	$4f^75d6s$	2570	10
65	Tb	5,98	$4f^86s^2$	$4f^86s$	3432	100
66	Dy	5,93	$4f^{10}6s^2$	$4f^{10}6s$	3398	10—30
67	Ho	6,02	$4f^{11}6s^2$	$4f^{11}6s$	2875	5
68	Er	6,10	$4f^{12}6s^2$	$4f^{12}6s$	3252	10
69	Tm	6,18	$4f^{13}6s^2$	$4f^{13}6s$	2256	1
70	Yb	6,22	$4f^{14}6s^2$	$4f^{14}6s$	1476	1
71	Lu	6,15	$4f^{14}5d6s^2$	$4f^{14}6s^2$	455	3

лютеций). Таким образом, ионы имеют такое же количество f -электронов, в связи с чем их спектры, хотя и несколько беднее линиями, однако сложны и многолинейчаты. Редкоземельные элементы имеют низкий уровень энергии ионизации (см. табл. 1), и в дуговом источнике, используемом для спектрального анализа, возбуждаются как спектры нейтральных атомов, так и спектры ионов. Растет общее число линий (до десятков тысяч), затрудняя интерпретацию спектров.

В табл. 1 представлено число линий n каждого РЗЭ, в первом приближении отражающее сложность спектра. Как видно из таблицы, величина n качественно соответствует вышеприведенным особенностям в спектрах РЗЭ.

У лантана и иттрия, как нетипичных РЗЭ, не имеющих f -электронов, а также у тулия и лютеция, для которых заполнена f -оболочка, наблюдается наименьшее число линий n . Европий с заполненной f -оболочкой, занимающей середину ряда РЗЭ, также обладает небольшим количеством линий. Следующий элемент Gd подобно Eu имеет семь f -электронов, но число линий у него значительно больше ввиду наличия d -электрона.

По мере увеличения числа линий, как уже упоминалось, снижается интенсивность, что должно отразиться на чувствительности анализа. В табл. 1 даны нижние пределы ($C_{\text{обн}}$) приближенно-количественного определения [13, 15]. Для Tb, Dy, Ce, имеющих наибольшее число n , отдельные линии появляются с более высоких концентраций. Элементы с наименьшим количеством линий — тулий, иттербий, лютеций, лантан — обладают низкими $C_{\text{обн}}$. В табл. 1 соответствие между величинами $C_{\text{обн}}$ и n имеется не для всех элементов, что обусловлено неточностью концентрации $C_{\text{обн}}$, которая определялась приближенным способом и в ряде случаев не по самым интенсивным линиям. Например, нами для Eu получены более низкие пределы $C_{\text{обн}}$. Тем не менее очевидно, что различия в пределах обнаружения отдельных РЗЭ связаны с особенностями строения их электронных оболочек, определяющих сложность и многолинейчатость спектра.

По спектрам лантаноидов проводились многочисленные исследования в 1930—1950 гг. Однако они не представлены в обобщенном виде, доступном для практического применения. Неоднократно издаваемые «Таблицы спектральных линий» [11] не содержат в основных таблицах по длинам волн линии лантаноидов (кроме Ce). В существующих более полных таблицах Гаррисона [51] встречаются случаи неправильной идентификации линий РЗЭ и не приведены некоторые линии мешающих элементов [10]. В связи с этим авторам методических исследований приходится составлять небольшие, удобные для практики таблицы и атласы [2, 13, 15, 20, 29, 33, 40].

Анализ редкоземельных элементов еще более затрудняется тем, что многие интенсивные линии расположены в труднодоступных для их фотометрирования областях плотного полосатого спектра молекулы CN. Эти молекулы образуются в плазме разряда в атмосфере воздуха при испарении углерода. Самые плотные циановые полосы расположены в области 350—420 нм и закрывают наиболее интенсивные линии лантана, европия, диспрозия, эрбия, церия, гадолиния и иттербия. Для исключения полос CN используется газ, не содержащий азот, например CO_2 [14, 42] или Ar [39, 54]. Однако это ведет к значительному усложнению процесса анализа — необходимости испарять и возбуждать атомы вещества в специальных камерах, сохраняющих чистоту атмосферы. Возрастают затраты на техническое обслуживание и удлиняется время анализа. Поэтому этим приемом пользуются в редких случаях — чаще для исследовательских целей.

Вследствие помех со стороны циановых полос выбор аналитических областей весьма ограничен. На приборах высокой дисперсии 0,2 нм/мм для

Таблица 2

Основные аналитические линии РЗЭ и мешающих элементов

Элемент	Длина волны аналитической линии, нм	Энергия возбуждения $E_k, \text{эВ}$	Интервал определяемых концентраций, %	Мешающие элементы	
				Линия, нм	Наименьшая концентрация, %
1	2	3	4	5	6
<i>Область 410—460 нм, цериевая группа и иттрий</i>					
La	II 433,374	3,03	0,0005—0,01	Pr 433,391	0,05
	II 429,605	3,65	0,005—0,1	V 429,610	0,005
				Ce 429,607	0,05
	II 426,949 (линия диффузная)	4,69	0,03—0,5	Lu 429,595	0,1
				Узкая полоса CN	
				W 426,939	1
Ce	II 424,868	3,61	0,003—0,1	Узкая полоса CN	Со стороны длинных волн
				Cr 424,870	0,02
	II 439,166	3,14	0,003—0,1	Nb 424,866	1
			Cr 439,175	0,01	
			V 439,167	0,3	
	II 424,671	3,18	0,03—0,5	Co 439,157	1
				Mo 439,153	1
				Sc 424,683	0,0001
Pr	II 422,298 (линия диффузная)	2,99	0,002—0,05	Полоса CN	
				Gd 422,298	0,05
	II 440,884 (линия диффузная)	2,81	0,01—0,3	Mo 422,296	2
				Ca 422,673	3
Nd	II 430,357	2,88	0,0005—0,01	Pr 430,359	0,3
				V 430,353	1
	II 401,225	3,71	0,001—0,05	Ca 430,25	5
II 425,244	—	0,03—0,5	Ti 430,59	15	
				Полоса CN	
				Mo 425,249	5
				Ce 425,245	5
				Co 425,231	1
				Cr 425,224	0,1
Sm	II 428,078	3,38	0,001—0,03	Полоса CN	
	II 442,435	3,28	0,001—0,03	Слабая полоса CN	
				Ca 442,544	10
				Ti 442,439	0,5
				Nd 442,434	0,2
	II 423,674		0,005—0,3	Cr 442,428	0,5
Eu	I 462,724	2,68	0,001—0,01	Полоса CN	Со стороны длинных волн
Y	II 437,494	3,24	0,0001—0,003	Nd 437,504	1,5
				Mo 437,501	1,5
				Sm 437,497	0,1
				Mn 437,495	0,1
				Nd 437,492	1
				Mo 437,489	1,5
				Co 437,492	2,5
			Ti 437,480	1	

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6
	II 430,963	3,05	0,002—0,05	Cl 430,974	0,5
				Cr 430,973	0,005
				V 430,980	0,1
Линии сравнения	Tm	II 424,215	2,95	Линия сравнения	—
	Tm	I 459,900	2,69	То же (в концентрате)	—
	Sc	II 437,446	3,45	То же (для аксессуарных минералов)	—
<i>Область 300—350 нм, гадолиний и иттриевая группа</i>					
Gd	II 335,863	3,72	0,001—0,1	Th 335,860	0,01
				Dy 335,861	0,1
				Cr 335,849	0,03
	II 310,051	4,24	0,005—0,3	Ti 335,847	0,3
				Ti 310,067	1
				Fe 310,067	0,1
				Dy 310,060	2,5
				Mo 310,051	2
				Tb 310,051	1
				Nb 310,040	0,2
	II 302,760	4,24	0,01—0,5	—	—
Tb	II 321,995	—	0,01—0,3	Sm 321,986	1
				Fe 321,981	0,5
Dy	II 340,780	3,63	0,001—0,1	—	—
	II 331,989	3,74	0,005—0,3	Co 331,982	0,3
				Er 331,989	0,5
				Mn 331,989	5
				Eu 331,989	0,5
				Ti 331,991	0,5
				Tb 331,991	1
				Th 331,991	1
	II 303,829	—	0,03—1	Co 303,831	0,5
Ho	II 345,600	—	0,001—0,03	Ti 345,639	1
				Ce 345,634	5
				Sm 345,611	0,01
				Y 345,610	1
				Nb 345,610	10
				Dy 345,601	0,1
				Tb 345,599	0,01
	II 339,898	—	0,003—0,1	Th 345,594	0,75
				Zr 345,591	0,1
				Tb 339,910	0,1
Er	II 331,242	3,80	0,001—0,1	Sm 331,241	0,03
				Dy 331,233	0,3
				Ni 331,232	0,3
	II 326,478	3,80	0,001—0,1	Mn 326,471	0,01
	II 322,073	—	0,01—0,3	Ti 322,047	0,05
			Dy 322,050	0,3	
			Ce 322,087	1	
			Nd 322,093	3	
Tm	II 313,126	3,96	0,0005—0,05	Cr 313,121	0,1
				Mo 313,120	1,5
				Zr 313,111	10
				Be 313,107	0,001

1	2	3	4	5	6
Yb	II 328,937	3,77	0,0001—0,003	Nb 328,945 Fe 328,944 V 328,939 Ce 328,928	1,5 — 0,5 2,5
	I 346,437	3,58	0,001—0,03	Fe 328,935 Sm 346,443 Sr 346,446 Полоса CN	7,5 0,05 0,003
Lu	II 331,212	3,74	0,0005—0,03	Полоса CN	В цирконах
	II 328,174	4,02	0,0005—0,03	Zr 328,187	
Y	II 324,228	4,01	0,001—0,03	Dy 324,228	0,01
				Fe 324,227	0,5
				Th 324,226	0,5
				Zr 324,216	10
	II 320,027	4,01	0,005—0,3	Ce 324,213	2
				Fe 300,047	0,001
II 317,305	7,42	0,1—3	Ni 300,042	0,5	
			Mo 300,021	2	
Линии сравнения	Tm II 317,282	3,94	Линия сравнения То же		
	Sc II 335,97	—			

анализа РЗЭ удобны области 300—350 нм и 420—470 нм. Но и здесь имеются отдельные полосы молекул CN и C₂, налагающиеся на аналитические линии РЗЭ. Для их частичного подавления можно использовать легкоионизируемую добавку, снижающую температуру дуги, при которой в меньшей степени возбуждаются молекулярные полосы CN и C₂.

Согласно данным многих авторов [2, 10, 11, 13—15, 20, 24, 29, 33, 40, 51, 53], самые чувствительные линии, свободные от наложения молекулярных полос, для La, Nd, Y и Eu расположены в области 420—470 нм. Здесь же имеются довольно интенсивные и удобные линии церия, празеодима и самария. Для Gd, Tb, Dy, Ho, Er и Yb более надежные и интенсивные линии расположены в области 300—350 нм. Соответственно этому в табл. 2 приведены основные аналитические линии РЗЭ, используемые в данной методике, и мешающие линии как со стороны самих РЗЭ, так и других элементов, с учетом дисперсии спектрографа 0,2—0,4 нм/мм (при дисперсии 0,2 нм/мм резкие линии разрешаются при разности длин волн 0,006—0,008 нм). Принимая во внимание характер анализируемых проб, в основном бедных РЗЭ, мы не рассматривали многочисленные взаимные наложения, возникающие при содержаниях отдельных РЗЭ более 5—10%. Пробы или концентраты с такими высокими содержаниями РЗЭ обычно разводятся пустой породой до получения нормальных почернений аналитических линий.

Приблизительная концентрация элемента в пробе, с которой появляется мешающая линия, приведена по данным различных работ [13, 15, 29, 33, 40, 53]. В условиях настоящей методики эти значения могут быть ниже ввиду усиления всего спектра, поэтому для наиболее часто встречающихся наложений произведена дополнительная оценка. Приготавливались шесть серий эталонов (I—VI) на кварце, содержащих от 0,005 до 10% следующих элементов (в окислах): Er, Pr, W, Sc (I); U, Tb, Nb, Co (II); V, Mo, Th, Sm (III); Ce, Gd, Dy, La (IV); Mn, Ti, Fe, Zr (V); Nd, Sr, Eu, Yb (VI). Эталоны снимались на одной пластинке с лабораторными стандартами и в одних условиях (см. табл. 5.) Концентрация, при которой

появляется мешающая линия, оценивалась визуально. Следует отметить основные мешающие элементы.

1. Кальций при содержаниях более 3% мешает определению низких концентраций Nd, Pr и Gd из-за сильного фона от интенсивных линий кальция: вблизи Nd 430,3 нм (Ca 430,2); Pr 422,3 нм (Ca 422,7); Gd 335,9 нм (Ca 336,2). При высоких содержаниях кальция (более 20% CaO) возникает плотный фон в аналитической области 420—440 нм, что затрудняет определение элементов цериевой группы от La до Sm. Поэтому необходимо делать разбраковку проб по Ca и отдельно анализировать пробы, богатые кальцием.

2. Хром мешает определению церия по основной линии Ce 424,87 нм, начиная с 0,01% Cr. При более высоких содержаниях хрома можно пользоваться линией Ce 439,166 нм, которая при дисперсии 0,2 нм/мм разрешается с линией Cr 439,175 нм. Однако необходимо помнить, что на эту линию налагается линия титана.

3. При высоких содержаниях железа (более 10%) возникает наложение на линию Yb (328,937 нм), фон от линии Fe (340,746 нм) закрывает Dy (340,780 нм). Поэтому анализ на эти элементы затруднен в железистых пробах (магнетиты, пириты, гранаты и др.).

4. Линия Mn (326,471 нм) с концентрацией Mn 0,01% закрывает интенсивную линию Er (326,478 нм).

5. Ванадий (линия 430,353 нм) мешает определению малых содержаний неодима по чувствительной линии Nd (430,357 нм) с концентрацией 1%.

Как видно из табл. 2, на многие аналитические линии налагаются узкие полосы CN. Для некоторых линий они разрешаются при дисперсии 0,2 нм/мм (например, у Dy 340,780 нм). Но в ряде случаев полоса CN лежит или на краю контура линии, или под его максимумом. Так, со стороны длинных волн к линии Ce 424,868 нм примыкает узкая полоса CN, уширяющая линию. В бедных или пустых пробах эту полосу можно ошибочно принять за церий.

Для двух важных случаев наложения полосы CN непосредственно на аналитическую линию (Sm 428,078 и Eu 462,724 нм) нами проведены

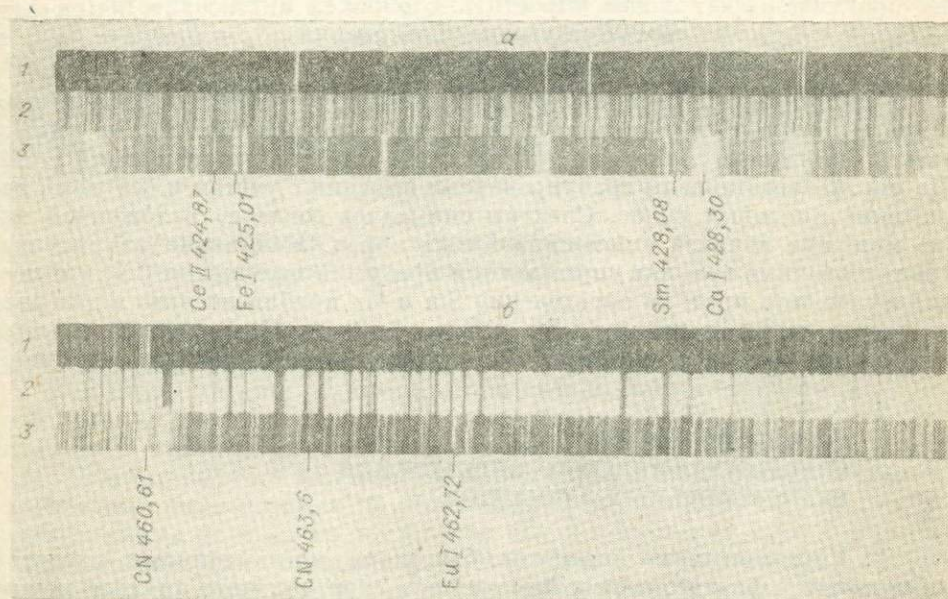


Рис. 1. Участки спектра 420—430 нм (а) и 460—470 нм (б) в дуговой плазме в присутствии натрия (1), С-дуга (2), возбуждение пробы гранитного состава (3).

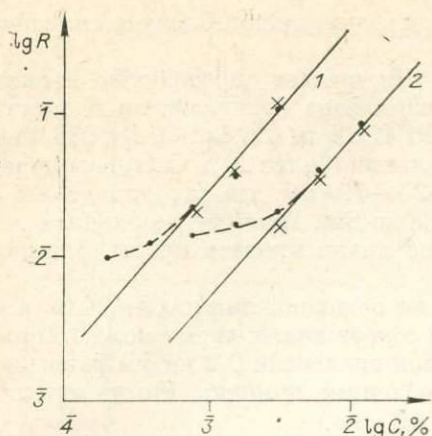


Рис. 2. Градуировочные графики для линий EuI 462, 724 нм (1) и SmII 428,078 нм (2) без учета наложения полос CN $\lg = \frac{I_{\text{л+ф}} - I_{\text{ф}}}{(I_{\text{л+ф}} - I_{\text{ф}}) T_m}$ (точки, штрих) и с учетом $\lg R = \lg \frac{(I_{\text{л+ф+CN}} - I_{\text{ф}} - I_{\text{CN}})}{(I_{\text{л+ф}} - I_{\text{ф}}) T_m}$ (крестики, сплошная линия).

специальные исследования по учету наложения. Для этого спектр циановых полос несколько раз снимался на спектрографе ДФС-13 с решеткой 1200 шт/мм при испарении в дуговой разряд чистого угольного порошка и смеси угольного порошка с пустой породой (рис. 1). В спектрах подбирались полосы CN, близкая по интенсивности и желательна по длине волны к мешающей полосе. Для полосы CN под Sm 428,078 нм была подобрана полоса CN 424,89 нм, для Eu 462,72 нм — CN 463,6 нм. Эти контрольные полосы также фотометрируются и при расчете учитываются вместо обычного фона по схеме:

$$\lg I_{\text{Eu}} = \lg(I_{\text{Eu+CN}} - I_{\text{CN}}).$$

Если фон вблизи аналитической линии и контрольной циановой полосы различен, как обычно бывает для самария, то расчет усложняется:

$$\begin{aligned} I_{\text{Sm}} &= \lg(I_{\text{Sm+CN+ф}} - I_{\text{фSm}} - (I_{\text{CN+ф}} + I_{\text{фCN}})) = \\ &= (I_{\text{Sm+CN+ф}} - I_{\text{CN+ф}} - I_{\text{фSm}} + I_{\text{фCN}}). \end{aligned}$$

На практике расчет можно упростить, сложив не интенсивности $I_{\text{CN+ф}} - I_{\text{фCN}} + I_{\text{фSm}}$, а соответствующие почернения $S_p = S_{\text{CN+ф}} - S_{\text{фCN}} + S_{\text{фSm}}$, и величину $S_{\text{ф}}$ учитывать как фон.

В присутствии легкоионизируемой добавки, в частности паров натрия в плазме разряда, интенсивность циановых полос ослабляется, но еще остается достаточно заметной при анализе низких концентраций РЗЭ. На рис. 2 представлены градуировочные графики с учетом и без учета наложения циановых полос. Спектры снимались согласно изложенной ниже методике анализа алюмосиликатных пород. Как видно из рисунка, градуировочные графики спрямляются при учете наложения CN, что позволяет снизить пределы определения Sm и Eu приблизительно в два раза и определять Sm, начиная с 5 г/т, а Eu — 1—2 г/т. Правильность анализа при таком учете CN проверялась с помощью стандартных образцов.

ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ СПЕКТРОГРАФИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Редкоземельные элементы благодаря чрезвычайному сходству химических и физических свойств методом спектрального анализа можно анализировать совместно — из одной навески, в одних условиях. В качестве элемента сравнения используется любой редкоземельный элемент с низкой концентрацией в анализируемых пробах.

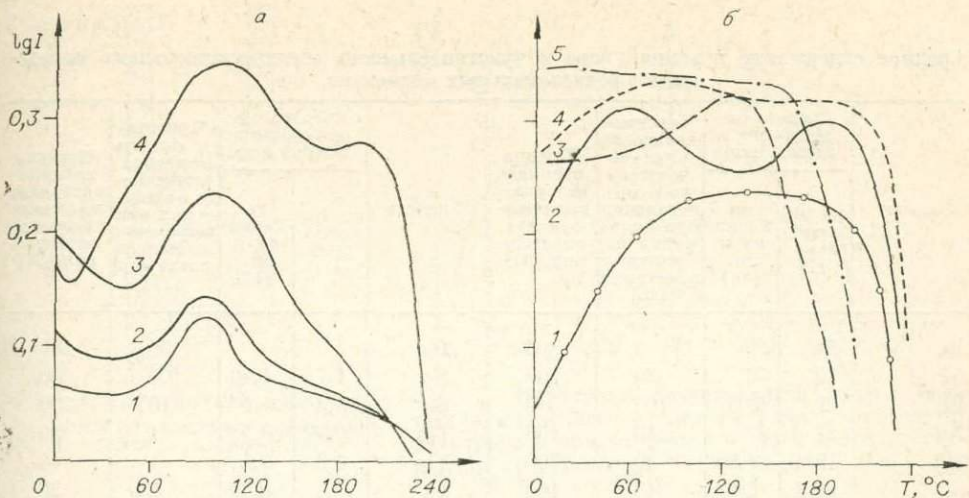


Рис. 3. Кривые испарения — возбуждения:

a — различных РЗЭ из лабораторного стандарта на граните для Тm (1), La (2), Nd (3) и Y (4); *б* — перия из апатита (1), монацита (2), ортита (3), из лабораторного стандарта на граните (4) и лопарита (5). Все образцы разведены угольным порошком (1 : 1). В рис. 3, 5, 8, 9 на абсциссу нанесено время в секундах.

Соединения редкоземельных элементов, встречающиеся в геологических пробах (сложные окислы, карбонаты, фосфаты, силикаты и др.), относятся к разряду труднолетучих и располагаются в конце ряда летучести Русанова [32]. Они испаряются из смеси пробы с угольным порошком довольно равномерно в течение всего времени испарения вещества (рис. 3). Переход окислов и других соединений РЗЭ в газообразное состояние при испарении из угольного анода с температурой более 2000 К может происходить через дикарбиды. Как показали термодинамические расчеты [16, 26], они легко диссоциируют при этой температуре с образованием металла и углерода, так что в канале электрода не образуется устойчивых карбидных соединений. Об этом же свидетельствуют кривые испарения — возбуждения (см. рис. 3) соединений РЗЭ, не имеющие в конце испарения пиков, характерных для труднолетучих карбидов.

Поэтому для редкоземельных элементов не создаются дополнительные потери в электроде, связанные с карбидизацией, которые могли бы наряду с уменьшением чувствительности приводить к усилению влияния состава пробы.

АНАЛИЗ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Прямой спектральный анализ главных типов пород возможен лишь для некоторых элементов группы РЗЭ.

Как видно из табл. 3, предел определения меньше среднего содержания в земной коре только для пяти элементов: La, Ce, Nd, Yb и Y. Для некоторых типов пород круг определяемых элементов еще более ограничен. Вследствие этого для анализа пород и породообразующих минералов необходимы исследования по снижению пределов обнаружения. Однако существенных успехов не достигнуто ввиду инертности РЗЭ к образованию легколетучих соединений — галогенидов и сульфидов, которые позволили бы сократить время испарения и увеличить полезный сигнал. В работе А. Н. Тарновской [41] для этих целей использовались различные хлорирующие, фторирующие, иодирующие и сульфодинизирующие реагенты, вводимые в канал угольного электрода совместно с некоторыми ми-

Среднее содержание в земной коре и чувствительность спектроскопического определения редкоземельных элементов, г/т

Элемент	Среднее содержание в земной коре		Чувствительность полуколичественного определения при испарении из канала электрода [15]	Нижняя граница интервала количественного определения [39]	Элемент	Среднее содержание в земной коре		Чувствительность полуколичественного определения при испарении из канала электрода [15]	Нижняя граница интервала количественного определения [39]
	по Виноградову [7]	по Хэскину и др. [46]				по Виноградову [7]	по Хэскину и др. [46]		
La	29	39	3	100	Dy	5	—	30	150
Ge	70	76	30	200	Ho	1,7	1,40	100	30
Pr	9	10,3	100	300	Er	3,3	4,0	10	300
Nd	37	37	10	100	Tm	0,27	0,58	1	30
Sm	8	7,0	30	300	Yb	3,3	3,4	1	4
Eu	1,3	2,0	10	100	Lu	0,8	0,60	3	30
Gd	8	6,1	30	100	Y	29	35	10	10
Tb	4,3	1,30	100	100					

нералами. Как показали кривые испарения — возбуждения, они существенным образом не повлияли на характер испарения РЗЭ [42]. Поэтому нами при методических исследованиях основное внимание уделялось рассмотрению явлений в плазме разряда. Редкоземельные элементы имеют низкие энергии ионизации от 5,4 эВ для Pr до 6,2 для Yb и 6,5 для Y. В связи с этим степень ионизации x атомов РЗЭ достигает 0,8—0,9 даже при сравнительно низких температурах ($T = 5500$ К), что служит одной из причин преобладания в спектре РЗЭ ионных линий повышенной интенсивности.

Для ионных линий с возрастанием температуры плазмы T величина функции возбуждения $\phi(T, N_e)$ непрерывно увеличивается, но рост интенсивности линий при этом ограничивается снижением концентраций атомов РЗЭ в плазме, которая зависит от функции переноса $f(T, N_e, E)$. Здесь N_e — концентрация электронов, E — напряженность электрического поля. Функция переноса f в первом приближении пропорциональна 10^x [52] и для таких легкоионизируемых элементов, как редкие земли, может достигать существенных значений. С ростом T и N_e возрастают x и f , что приводит к уменьшению частиц (атомов + ионов) в плазме. Как показали проведенные ранее [48] детальные расчеты интенсивности линий и концентрации атомов в плазме, оптимальные условия для возбуждения ионов РЗЭ создаются при $T = 5600$ — 6000 К (на оси разряда) и напряженности поля $E = 14$ В/см. Такие условия можно реализовать введением легкоионизируемой добавки ЛК с энергией ионизации 5 эВ (например, натрия) в концентрации 0,1% в плазме. И не случайно поэтому в большинстве методик спектрального определения РЗЭ используют ЛК в виде Ba_2CO_3 [23, 28, 34, 40], NaCl [21] и других хлористых и фтористых соединений калия, церия, натрия, лития, стронция [21, 27, 34, 37]. При этом вид аниона не играет существенной роли [27].

В настоящей методике в качестве такого элемента-буфера выбран натрий в виде NaCl, не создающий дополнительных помех в спектре. Соль NaCl испаряется значительно быстрее соединений редких земель. Для обеспечения одновременности поступления элемента-буфера и анализируемых РЗЭ хорошие результаты дает использование ступенчатого электрода (рис. 4). В нижнюю ступеньку набивается NaCl в смеси с угольным порошком, в верхнюю — анализируемая проба с рабочей смесью. Из такого канала

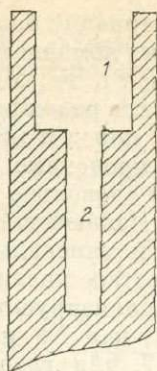


Рис. 4. Ступенчатый электрод: 1 — канал для анализируемого образца, 2 — канал для смеси NaCl + C.

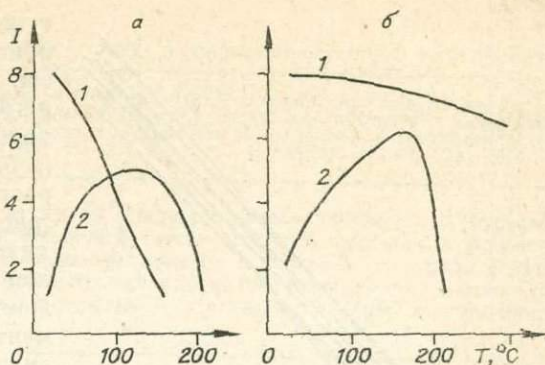


Рис. 5. Изменение интенсивности линии натрия (1) и неодима (2) при испарении из обычного электрода в присутствии 5% NaCl (а) и из ступенчатого с добавкой NaCl в нижний канал (б).

электрода натрия испаряется равномерно: сначала из пробы (алюмосиликатные пробы обычно содержат натрия или калий), затем постепенно из нижней ступеньки до конца испарения пробы (рис. 5). Скорость испарения натрия из канала электрода (см. табл. 5) составляет $\approx 5 \cdot 10^{17}$ атомов/с, что, согласно оценкам [47], соответствует $\approx 10^{15}$ см⁻³ атомов в зоне возбуждения плазмы, или 0,1% от общей концентрации частиц атмосферы. Таким образом, в плазме обеспечивается необходимое содержание атомов натрия (0,1%), задающее параметры разряда, наиболее благоприятные для возбуждения РЗЭ. Рост интегральной интенсивности по всему объему плазмы, кроме того, способствует перераспределению атомов РЗЭ в присутствии натрия (рис. 6). Из катодной области угольной дуги, где высокая интенсивность фона и нестабильность разряда, максимум концентрации атомов РЗЭ смещается в более удобную для возбуждения и регистрации центральную зону Na-дуги [48].

Парь NaCl, создавая струйное испарение вещества из канала электрода и стабилизируя параметры плазмы, способствуют уменьшению влияния состава анализируемых проб. Характеристики дугового разряда задаются присутствием достаточно больших содержаний натрия, и уже не столь

Таблица 4

Химический состав пород и минералов, используемых для получения градуировочных графиков (см. рис. 7)

Компонент	Гранит	Базальт	Плагиоклаз	Кальциево-левоый шпат	Флогопит	Гранат	Турмалин	Шпинель
SiO ₂	70	60	62	63	39	40	37	0
Al ₂ O ₃	17	14	24	18	14	19	33	69
Fe ₂ O ₃	0,74	14	—	0,5	7,5	20	13	3,9
FeO	0,01	1,8	—	—	0,6	0,1	0,6	—
TiO ₂	0,03	0,2	—	—	0,04	19	0,3	0,04
MnO	0,6	10	5	0,5	0,05	0,15	0,2	—
CaO	—	4,5	—	—	23	0,3	1	27
MgO	1,9	2,5	9	3,4	0,3	—	1,5	0,03
Na ₂ O	3,5	0,7	—	11,5	9,5	—	0,3	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	9,3	—
B ₂ O ₃	5,4	3,2	9	14,9	9,8	—	1,8	0,03

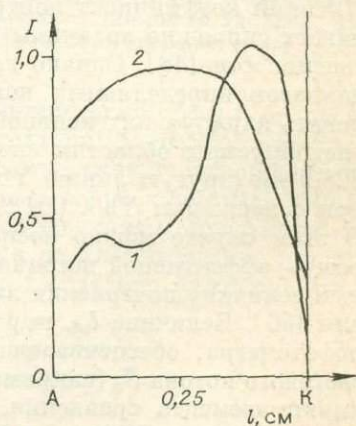


Рис. 6. Распределение интенсивности линии La 433,3 нм вдоль оси дугового разряда от анода (А) к катоду (К) в С-дуге (1) и в Na-дуге (2).

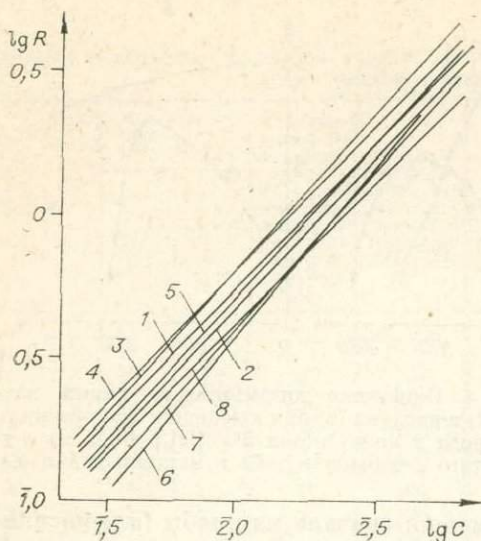


Рис. 7. Градуировочные графики La 433,3 нм для гранита (1), базальта (2), плагиоклаза (3), калиевого полевого шпата (4), флогопита (5), граната (6), турмалина (7) и шпинели (8).

бной из РЗЭ). В работе И. Кубы с соавторами [25] также отмечено, что при элементе сравнения из РЗЭ незначительно влияние основных компонентов на интенсивность линий редкоземельных элементов.

Основные условия анализа алюмосиликатных пород и минералов сведены в табл. 5.

Особо отметим следующее. Для анализа РЗЭ необходим спектрограф высокой разрешающей способности с дисперсией 0,2 нм/мм. Оптимальным является спектрограф ДФС-13 с решеткой 1200 шт/мм, позволяющий при дисперсии 0,2 нм/мм регистрировать достаточно большой участок спектра — 50 нм. Для регистрации спектра лучше использовать менее чувствительные, но более контрастные и мелкозернистые пластинки типа I. Высокий коэффициент контрастности характеристической кривой обеспечивает снижение величины фона и уменьшение ошибок в измерении интенсивности [48]. Однако высокая контрастность эмульсии ограничивает диапазон определяемых концентраций, и часто приходится фотометрировать наряду с интенсивной более слабую линию данного элемента. В регистрируемых областях спектра есть лишь одна надежная линия Yb 328,9 нм (другую линию Yb 346,4 нм часто закрывает Sr 346,4 нм). Уже при содержании Yb 0,001% почернение линии становится больше двух. В этом случае можно воспользоваться другим аналитическим параметром — эффективной шириной линии ($l_{эф}$), которая одновременно отражает и величину почернения линии в максимуме (S) и уширение контура линии [46]. Величина $l_{эф}$ выражается в делениях измерительной щели микрофотометра, обеспечивающих постоянное значение заранее выбранного светового потока S_0 (например, 1; 1,5). Таким же образом фотометрируется линия элемента сравнения Tm, и градуировочные графики строятся в координатах $l_{эф}(Yb) - l_{эф}(Tm)$ от $lg C$. Графики прямолинейны во всем возможном диапазоне раскрытия щели микрофотометра.

Этот метод при необходимости используют в практике анализа, однако следует каждую линию проверять на возможность реабсорбции. Нами испытывалась лишь линия Yb 328,9 нм, и получены положительные результаты: правильность проверялась разведением ряда проб и последующим

существенны вариации более трудноионизируемых компонентов пробы, таких, как Si, Fe, Mn, Ti, Al и др. Поэтому для различных алюмосиликатных пород и минералов (табл. 4) градуировочные графики располагаются довольно близко (рис. 7) [48]. Исключение составляют породы и минералы, имеющие в своем составе низкие содержания легкоионизируемых элементов, таких, как Na и K. Как видно из рис. 7, для граната, турмалина и шпинели графики расположены ниже, поэтому их желательно анализировать по собственным рабочим стандартам. Следует заметить, что редкоземельные элементы меньше других элементов (легко- и труднолетучих) подвержены влиянию состава, что вызвано стабильностью их испарения, незначительными потерями в канале электрода, высокой корреляцией с элементом сравнения (любой из РЗЭ).

Условия анализа алюмосиликатных пород и породообразующих минералов

Внутрилабораторные стандарты	Последовательное разбавление пустой породой (или минералом) головного стандарта. Головной стандарт готовится добавлением в соответствующую основу окислов редких земель, например, в соотношении (%) Ce — 7; La, Na, Y — 3,5; Sm, Cd — 1; Eu, Dy, Er, Ho, Yb — 0,3
Подготовка пробы	Около 100 мг пробы (стандарта) разбавляется (1 : 1) буферной смесью, представляющей собой угольный порошок с примесью 0,01% Tm_2O_3 . Угольный порошок и угольные электроды берутся или марки ОСЧ, или проверяются на отсутствие редких земель. Соль NaCl смешивается отдельно с угольным порошком в соотношении 1 : 1
Введение пробы в разряд	Проба испаряется из канала нижнего положительного электрода, имеющего две ступеньки. В нижнюю ступеньку диаметром 1,3 мм, глубиной 6 мм набивается смесь соли NaCl и угольного порошка, в верхнюю ступеньку диаметром 3,2 мм и глубиной 4,0 мм — проба. Верхний электрод заточен на торец
Возбуждение спектра	В дуге постоянного тока силой тока 10 А и межэлектродным промежутком ~4 мм
Регистрация спектра	На спектрографе ДФС-13 с решеткой 1200 шт/мм; ширина щели ~0,015 мм; трехлинзовая система освещения щели. Регистрация спектра в течение всего времени полного испарения пробы (около 3 мин). Соль NaCl при этом испарится не полностью. Спектр фотографируется на спектральные фотопластинки, тип 1, 6 ед. С партией около 30 проб фотографируется 6 стандартов в девятиступенчатый ослабитель
Фотометрирование	Плотности почернений аналитической линии (см. табл. 2) и фона измеряются на микрофотометре МФ-2. Если фон неравномерный, он измеряется с двух сторон от линии и затем усредняется (например, Nd 430,3 нм)
Расчет концентрации	Пересчет от почернений к значению $lgR = \frac{(I_{л+\phi} - I_{\phi})}{(I_{л+\phi} - I_{\phi})T_m}$ (производится по характеристической кривой фотопластинки. Градуировочный график строится в координатах $lgR - lgC$. График единый для любого состава изверженных и осадочных горных пород, а также алюмосиликатных минералов, содержащих калия и натрия (в сумме) более 2%. При меньших содержаниях используется градуировочный график на соответствующей основе. Для линий Sm 428,1 нм и Eu 462,7 нм производится учет наложения фиолетовых полос

анализом, как обычно, по почернению (S). Экономический эффект способа очевиден — исключается разведение проб и повторный анализ. Элементом сравнения нами выбран тулий, имеющий самые низкие содержания в земной коре (см. табл. 1), что позволяет вводить в рабочую смесь лишь 0,01% Tm_2O_3 — концентрацию, сравнимую с содержанием определяемых РЗЭ. Его многочисленные линии не налагаются на аналитические линии РЗЭ (см. табл. 2), и среди них можно выбрать достаточно надежную линию сравнения.

АНАЛИЗ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ С ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ КАЛЬЦИЯ

Как упоминалось выше, при содержаниях кальция более 20% CaO сплошной фон в аналитической области 420—440 нм мешает определению многих элементов. Для его частичного исключения можно воспользоваться тем обстоятельством, что кальций испаряется значительно

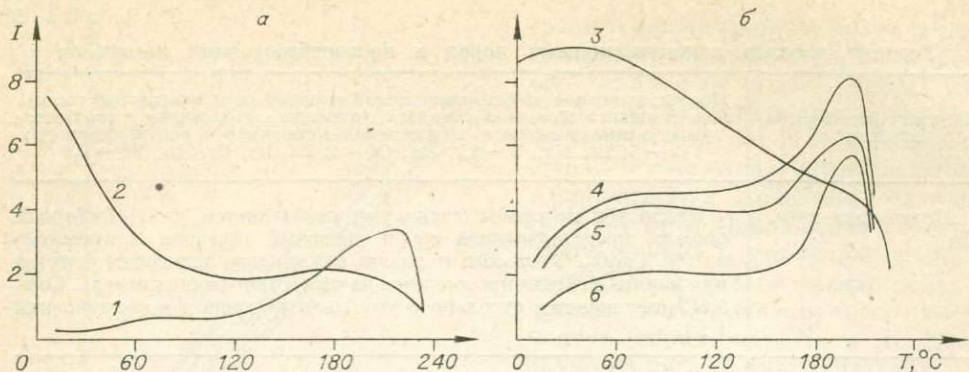


Рис. 8. Изменение интенсивности во времени:

а — линии Се 424,8 нм (1) и фона (2); б — линий Са 424,0 нм (3); La 433,3 (4), Tm 424,2 (5) и Y 437,4 (6) при испарении из карбонатов.

быстрее редких земель [38, 44]. В присутствии соединений кальция поступление редкоземельных элементов еще более задерживается из-за снижения температуры анода при интенсивном испарении кальция. Если в породах гранитного состава (см. рис. 3) существенное испарение РЗЭ начинается с первой минуты горения дуги, то в карбонатных породах оно наступает на третьей минуте по мере испарения основных количеств кальция. На рис. 8 представлены кривые изменения интенсивности фона I_{ϕ} вблизи линии Се 424,8 нм и интенсивность этой линии (I_{λ}), откуда видно, что 30—40% спектральной энергии фона приходится на первые 20 с горения дуги, а энергия излучения линии за это время составит лишь незначительную часть. Для остальных элементов и элемента сравнения тулия за первые 20 с энергии излучения также составит небольшую часть (5—10%) от общей энергии излучения (см. рис. 8). Поэтому излучение в течение первых 20 с горения дуги можно вообще не регистрировать, что даст возможность получить более высокие значения разности $I_{\lambda+\phi} - I_{\phi}$. Ошибка воспроизводимости анализа при таком способе регистрации спектра практически не увеличивается, и относительное стандартное отклонение составит 0,15—0,20.

При анализе различных карбонатных пород и сопутствующих минералов градуировочные графики таких элементов, как Nd, Sm, Ce, Pr, Gd и других, существенно зависят от содержания кальция. Практика анализа показала, что для этих проб желательно иметь две серии стандартов на основах из кальцита и смеси 1 части кальцита и 1 части гранита.

Основные условия анализа карбонатных проб, а также минералов (кальцитов, доломитов, анкеритов) сведены в табл. 6. Источник возбуждения спектров, спектральный прибор и другие условия остаются такими

Таблица 6

Условия анализа в пробах, богатых кальцием

Подготовка пробы	Смешивается 1:1 с рабочей смесью, содержащей 0,02% Tm_2O_3 в угольном порошке
Введение пробы в разряд	Проба испаряется из канала нижнего положительного электрода диаметром 3 мм, глубиной 4 мм
Возбуждение спектра	Спектрограф, фотопластинки — см. табл. 5. Регистрация в области 420—460 нм после 15—20 с горения дуги, в области 300—350 нм в течение всего времени испарения
Фотометрирование и расчет	См. табл. 5.

же, как при анализе силикатных пород. Однако добавка натрия нежелательна, так как она значительно усилит интенсивность линий кальция и фона в течение всего времени испарения пробы. Этим же методом нами анализируются флюориты по лабораторным стандартам на «чистом» природном флюорите.

АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ-КОНЦЕНТРАТОРОВ РЗЭ

В данном разделе рассмотрены сфены, апатиты и цирконы. Обычно содержание РЗЭ в них сравнительно велико, что дает возможность определять почти все редкоземельные элементы прямым спектральным методом.

Сфен, апатит и циркон существенно различаются по химическому составу (см. табл. 7), и их невозможно анализировать по единому градуировочному графику. Основные элементы минералов (кальций, титан, цирконий), являясь довольно легкоионизируемыми, сами в значительной степени задают условия разряда. Для устранения их влияния необходимо, очевидно, добавить еще более легкоионизируемый элемент в больших количествах. Однако он в первую очередь усилит интенсивность линий основы (Ca, Ti, Zr) и сплошного фона. Поэтому, как показали специальные исследования [42], оптимальным является смешивание рассматриваемых минералов лишь с угольным порошком. Но тогда сохраняется в полной мере влияние состава, и для каждого типа минерала необходимо готовить собственные рабочие стандарты. В качестве основы для стандартов обычно используют искусственные смеси, так как трудно найти в природе достаточно чистый по РЗЭ минерал. Другим немаловажным обстоятельством является то, что выделить необходимое количество минерала для основы не представляется возможным ввиду малого его содержания в горных породах.

Рекомендуемый в литературе [31, 42] состав искусственной смеси, отображающий стехиометрические соотношения основных элементов в формулах минералов, представлен в табл. 7. При анализе апатита используются химические соединения $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ [42] или $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$ [31]. Искусственные сфен и циркон составляются из окислов TiO_2 , CaO и ZrO_2 . Двоукись кремния вводится в виде природного кварца.

Таблица 7

Химический состав искусственных смесей и минералов

Компонент	Сфен		Апатит			Циркон	
	Искусственная смесь	Минерал [8]	$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	$\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$	Минерал [8]	Искусственная смесь	Минерал [8]
SiO_2	30,6	30,03	—	—	—	33,0	32,70
Al_2O_3	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	—	1,65	—	—	—	—	0,20
TiO_2	40,8	40,16	—	—	—	—	0,02
MnO	—	—	—	—	0,07	—	—
CaO	28,6	28,46	54,2	23,9	55,84	—	0,13
MgO	—	—	—	—	0,10	—	—
ZrO_2	—	0,02	—	—	—	67,0	67,42
P_2O_5	—	—	45,8	60,7	42,05	—	—
H_2O	—	—	—	15,4	—	—	—

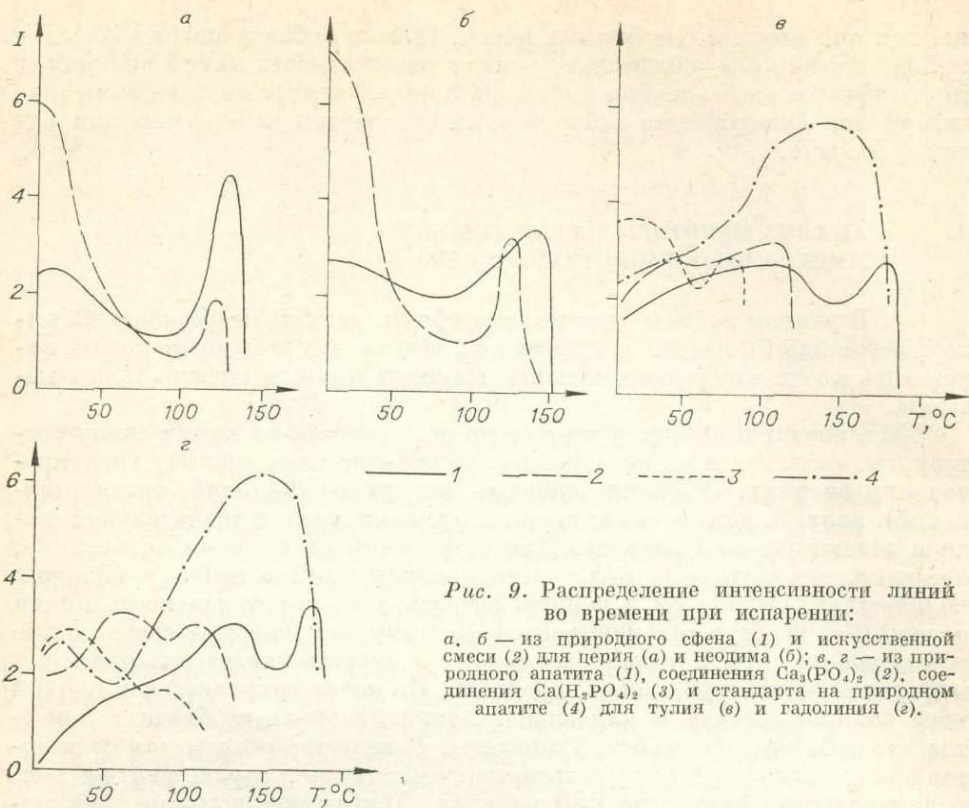


Рис. 9. Распределение интенсивности линий во времени при испарении:

а, б — из природного сфена (1) и искусственной смеси (2) для церия (а) и неодима (б); в, г — из природного апатита (1), соединения $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ (2), соединения $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$ (3) и стандарта на природном апатите (4) для тулия (в) и гадолиния (г).

Очевидно, что искусственные смеси и природные объекты, несмотря на близость химического состава (определяющего в основном условия возбуждения), могут различаться по условиям испарения. В связи с этим мы исследовали кривые испарения — возбуждения $I(t)$ редкоземельных элементов при испарении из искусственных основ и соответствующих минералов. Как и следовало ожидать, кривые $I(t)$ существенно различны: например, для искусственных смесей раньше начинается интенсивное испарение. Но если искусственные и природные сфен и циркон имеют приблизительно одинаковое время полного испарения РЗЭ (рис. 9, а) и интегральную интенсивность линий, то для апатита испарение РЗЭ из искусственной основы начинается значительно раньше (рис. 9, б). Одновременно наблюдается снижение интегральной интенсивности линий. Как видно из рис. 10, различия в градуировочных графиках становятся меньше при использовании элемента сравнения Тм, но в разной степени для отдельных РЗЭ. Поэтому для апатитов в качестве основы стандартов лучше использовать природный минерал. Нами «чистый» по РЗЭ апатит был найден в Слюдянском районе Иркутской области. Кривые испарения — возбуждения $I(t)$ для него идентичны с анализируемыми апатитами (см. рис. 9, б).

Апатит и сфен, имеющие высокие содержания кальция, создают сильный фон в первые моменты испарения. Для его исключения так же, как при анализе карбонатных пород, в начальный период горения дуги (10—20 с) излучение не регистрируется.

Аналитические линии при анализе сфенов, апатитов и цирконов выбираются свободными от наложений в основном со стороны линий основы (см. табл. 2). Следует учесть, что нижняя и верхняя границы определений по аналитическим линиям (см. табл. 2) возрастают в 1,5—3 раза. Элементом сравнения, как и при анализе пород, можно взять ту-

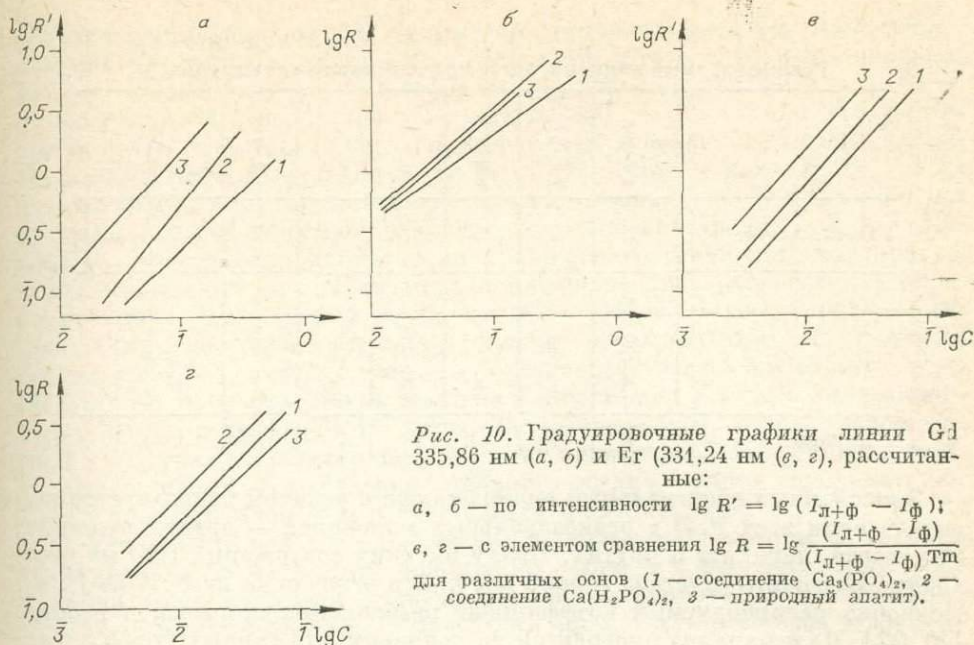


Рис. 10. Градуировочные графики линии G1 335,86 нм (а, б) и E1 (331,24 нм (е, з), рассчитанные:

а, б — по интенсивности $\lg R' = \lg (I_{\text{л+ф}} - I_{\text{ф}})$;
 е, з — с элементом сравнения $\lg R = \lg \frac{(I_{\text{л+ф}} - I_{\text{ф}})}{(I_{\text{л+ф}} - I_{\text{ф}})_{\text{Тм}}}$
 для различных основ (1 — соединение $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, 2 —
 соединение $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$, 3 — природный апатит).

лий, увеличив его концентрацию в 2 раза. Однако лучше использовать скандий, что позволит определять тулий. Скандий по физико-химическим свойствам близок к РЗЭ и часто определяется с ними совместно [40] или используется в качестве элемента сравнения [23, 28, 34]. Концентрация скандия в рабочей смеси должна быть достаточно высокой (0,1%), на порядок и более перекрывающей возможные содержания в анализируемых минералах. При таких концентрациях все ионные аналитические линии скандия в используемых областях спектра очень интенсивны, поэтому спектр следует снимать через двухступенчатый ослабитель с коэффициентами пропускания 100 и 10%. Линии Sc фотометрируются по ступеньке, ослабляющей интенсивность спектра, по которой также можно фотометрировать сильные линии РЗЭ. Использование двухступенчатого ослабителя при анализе минералов-концентраторов РЗЭ даже желательно, так как значительно расширяется диапазон определения концентраций, который особенно ограничен в области 420—460 нм ввиду крутизны характеристической кривой фотопластинок типа I (табл. 9).

Таблица 8

Условия анализа сфенов, апатитов и цирконов

Лабораторные стандарты	Для сфенов и цирконов на искусственной основе (см. табл. 7). для апатитов на природном минерале. Редкие земли вводятся в виде окислов
Подготовка пробы	Проба смешивается 1:1 с угольным порошком, содержащим 0,1% Sc_2O_3
Испарение и возбуждение	См. табл. 5.
Регистрация спектра	Для сфенов после 20 с горения дуги, для апатитов после 10 с (закрывается щель). Цирконы регистрируются в течение полного испарения
Аналитические линии, расчет концентраций	См. табл. 2, 5.

Таблица 9

Рекомендуемые концентрации РЗЭ в головном стандарте, %

	Ce, Nd	La, Pr, Y	Sm	Eu	Er, Yb	Gd, Dy	Ho	Tm, Lu
Сфен, апатит	3	1	0,3	0,1	0,1	0,3	0,03	0,01
	La, Ce, Nd	Pr, Sm	Eu	Gd, Yb	Dy, Er	Ho, Tm	Lu	Y
Циркон	1	0,3	0,1	3	1	0,03	0,1	10

Эмиссионный спектральный анализ также с успехом используется при определении всех РЗЭ в редкоземельных минералах — ортите, монаците, бастнезите, лопарите и других. Ввиду высоких содержаний РЗЭ их необходимо разводить «пустой» горной породой в отношении от 1 : 4 до 1 : 99. Подробно рекомендуемый коэффициент разбавления приведен в работах [40, 22]. Далее анализ проводится по условиям для горных пород.

ХИМИЧЕСКОЕ ОБОГАЩЕНИЕ РЗЭ И СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОНЦЕНТРАТОРА

Чувствительность прямого спектрального анализа многих типов пород и минералов часто недостаточна для определения всех РЗЭ. Для получения наиболее полной информации о составе редкоземельных элементов необходимо предварительное химическое концентрирование. Используются наиболее доступные и специфические приемы выделения и отделения РЗЭ от основных и сопутствующих элементов, входящих в состав геологических материалов.

В настоящей работе для выделения суммы РЗЭ из геологических проб использованы различные реакции осаждения РЗЭ [4, 12, 18, 35, 36, 45] в виде фторидов, гидроокисей и оскалатов. Процесс химического концентрирования состоит в следующем: разложении образца; отделении фторидов РЗЭ от Si, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, некоторых количеств Fe, Al, Mn, Mg, Cr, W, Mo, V, части Sn и других; осаждении РЗЭ крепкими растворами щелочи для отделения от Al, Cr, Pb, Zn, Sn и других амфотерных элементов; осаждении РЗЭ совместно с кальцием оскалатами для отделения от Mg, P, Fe и других элементов; проведении двойного аммиачного осаждения РЗЭ для отделения от Ca, который мешает, как указано выше, спектральному определению ряда РЗЭ. В результате получается концентрат РЗЭ, свободный от большого числа основных, сопутствующих и мешающих (спектральному анализу) элементов.

Выполнение химического обогащения. Навеску тонкоистертого образца весом от 5 до 10 г (обычно 5 г) в платиновой чашке разлагают плавиковой кислотой (HF) на водяной бане при постоянном перемешивании; наливают несколько раз плавиковую кислоту по 20—30 мл и упаривают каждый раз досуха. В сухой остаток доливают 20 мл плавиковой кислоты и 30 мл дистиллированной охлажденной воды, хорошо перемешивают, дают отстояться осадку фторидов РЗЭ и сливают фильтрат осторожно, чтобы осадок остался в чашке, в полиэтиленовую воронку с синим фильтром. Еще раз наливают в чашку 10 мл плавиковой кислоты, 30 мл дистиллированной воды, перемешивают и прозрачную жидкость сливают в во-

ронку. Осадок фторидов РЗЭ промывают несколько раз 5%-ным раствором плавиковой кислоты методом декантации. Фильтр с возможно попавшим на него осадком помещают в фарфоровый (лучше корундовый) тигель № 4, озоляют и прокаливают при температуре 300—400°C только для сжигания фильтра. Остаток из тигля присоединяют к основному осадку фторидов в платиновой чашке. Отгоняют фтор. Для этого приливают 20—25 мл концентрированной соляной кислоты в платиновую чашку и выпаривают досуха на слабой электроплите. Эту операцию повторяют 4—5 раз. Последнее выпаривание проводят до влажного состояния. В платиновую чашку приливают 30—50 мл дистиллированной воды, нагревают и переносят содержимое чашки в стакан на 300—400 мл. Чашку хорошо обмывают. Объем раствора в стакане не должен превышать 150 мл. Осаждают гидроокиси РЗЭ крепким свежеприготовленным раствором едкого калия [4]. Для его приготовления в сосуд на 1 л насыпают 2/3 гранулированного едкого калия и наливают 1/3 дистиллированной воды, хорошо перемешивают и сразу же в анализируемый раствор вливают при помешивании раствор едкого калия до выпадения обильного осадка, а затем еще добавляя 10—15 мл КОН (в среднем расход едкого калия на пробу 100 мл). Осадку дают хорошо отстояться, охладиться, и холодные растворы фильтруют через двойной белый фильтр, промывают осадок 5%-ным раствором едкого калия. Осадок вместе с фильтром помещают в тот же стакан, растворяют в 5—10 мл горячей HCl (1 : 1) и 50 мл воды. Фильтр хорошо разрыхляют стеклянной палочкой в бумажную массу, объем раствора доводят до 100 мл, нагревают и осаждают РЗЭ вместе с полуторными окислами избытком аммиака (80—100 мл). Холодный раствор отфильтровывают через белый фильтр, промывают осадок 2%-ным раствором азотнокислого аммония, озоляют и прокаливают осадок в фарфоровом тигле № 5 при температуре не выше 500°C в муфельной печи. Переносят осадок в химический стакан, растворяют в минимальном количестве HCl (1 : 1) (~5 мл) при нагревании, упаривают до влажного состояния, приливают воды до 100 мл, добавляют по 2 капли уротропина и уксуснокислого натрия, перемешивают и вливают 80—100 мл горячего насыщенного раствора щавелевой кислоты. В случае необходимости количество щавелевой кислоты увеличивают, так как доказано, что оксалаты РЗЭ количественно осаждаются в избытке щавелевой кислоты и при двукратном осаждении, а в качестве соосадителя используют ионы кальция в виде CaCl₂ [12]. Осаждение ведут из холодного раствора. Осадок оксалатов появляется сразу. Если осадок не выпадает, необходимо ввести 25 мг кальция в виде CaCl₂ в качестве соосадителя (это для тех проб, где содержание кальция низкое или его нет). Осадок оксалатов хорошо перемешивают и оставляют на ночь. На следующий день фильтруют через двойной фильтр с белой и синей лентой. Промывают осадок 2%-ным раствором щавелевой кислоты несколько раз. В фильтрате вторично осаждают оксалаты. Для этого фильтрат сливают в тот же стакан, вводят 25 мг Са, хорошо перемешивают и оставляют до следующего дня. Осадок отфильтровывают через новый фильтр, промывают так же. Фильтры с осадками оксалатов РЗЭ и кальция соединяют, озоляют и прокаливают в муфеле при T 500—600°C. Осадок из тигля количественно переносят в стакан, растворяют в минимальном количестве соляной кислоты (1 : 1) 3—5 мл, доводят объем дистиллированной водой до 50 мл, нагревают и осаждают РЗЭ избытком аммиака ~80 мл. Раствор с осадком оставляют на 2—3 ч для полного охлаждения и коагуляции осадка. Осадок отфильтровывают через белый фильтр, промывают несколько раз 2%-ным раствором азотнокислого аммония. Фильтр с осадком переносят в тот же стакан, растворяют в ~3 мл HCl (1 : 1), добавляют воды до 50 мл, хорошо разрыхляют фильтр, вторично осаждают РЗЭ аммиаком. Осадок прокаливают при T 800°C до постоянного веса. Полученный осадок представляет собой окончательный концентрат РЗЭ, поступающий

для расшифровки на спектральный анализ. Контроль полноты химического концентрирования осуществлялся по стандартным образцам и ряду проб, которые ранее анализировались прямым спектральным методом (см. следующий раздел).

Спектральный анализ концентрата проводят при тех же условиях, что и горных пород. Также используют соль NaCl в нижнем канале ступенчатого электрода, снижающую влияние состава и интенсивность циановых полос. Значение аналитических линий определяют из табл. 2; необходимо лишь учесть, что некоторые мешающие элементы обогащаются в концентрате, поэтому иногда фотометрируют две линии одного элемента.

Некоторые изменения условий анализа, свойственные специфике обогащения, состоят в следующем. Наиболее подходящей основой для стандартов будет, очевидно, концентрат после химического обогащения. Его можно приготовить из любой «пустой» породы, содержащей малые концентрации основных мешающих элементов (Ca, Sr, V, Ti, Mn, Th и др.). Этой же основой разводит при необходимости анализируемый концентрат, если материала (менее 60 мг) недостаточно для двойной съемки в двух областях спектра (электрод: 3 мм — диаметр, 4 мм — глубина). Анализируемый концентрат (неразбавленный или после разбавления) смешивают 1 : 1 по весу с рабочей смесью, содержащей 0,5% Tm_2O_3 (что на порядок и более превышает возможные содержания тулия в обогащенных пробах). Линией сравнения для всех элементов, кроме европия, является Tm II 424,2 нм. Как видно из табл. 2, европий в отличие от всех других РЗЭ анализируется по атомной линии, которая, очевидно, не всегда может коррелировать с ионной линией сравнения. Однако при прямом анализе пород европий определяется редко и поэтому для него не вводится специальная линия сравнения. При анализе же концентратов европий является одним из основных элементов, используемых при геохимических исследованиях. В связи с этим для него вводится близко расположенная, свободная от полос CN атомная линия сравнения Tm I 459,9 нм, которая имеет нормальные почернения при содержании тулия более 0,1%.

Съемку спектров производят через двухступенчатый ослабитель с коэффициентом пропускания 100 и 10% и фотометрируют линию сравнения Tm II 424,2 нм, а также интенсивные линии РЗЭ по ослабленному спектру. Ослабитель значительно расширяет диапазон определяемых концентраций, но и этого бывает недостаточно — тогда наряду с сильными линиями приходится фотометрировать более слабые. Например, лантан чаще всего анализируют одновременно по линиям 433,4 и 429,5 нм и по двум ступенькам. Все это приводит к существенному увеличению времени анализа, но является необходимым для получения наиболее полной информации о содержании РЗЭ в концентратах.

МЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТОДИКИ

Для метрологического обеспечения методики необходимо оценить точность анализа, характеризующую правильность и воспроизводимость, и пределы обнаружения, определяющие минимальное количество вещества, которое может быть обнаружено.

Показатель воспроизводимости анализа s/\bar{C} (где s — среднеквадратичное отклонение, \bar{C} — средняя концентрация) оценивался по многократному анализу ряда проб с различным содержанием РЗЭ (в определенный период времени). Относительное квадратичное отклонение s/\bar{C} , очевидно, несколько отличается для отдельных РЗЭ, что связано с некоторыми различиями в испарении, состоянием фона и другими процессами. Однако в среднем оно колеблется от 0,10 до 0,15 и, как обычно, повышает-

ся с приближением к пределу обнаружения до 0,25—0,50 (рис. 11). При низких содержаниях Eu (1—3 г/т) и Sm (5—10 г/т), когда близки почернения линии и полос CN, величина s/\bar{C} еще более возрастает (до 0,5—1) в связи с возможными флуктуациями спектра CN.

Воспроизводимость постоянно контролируется путем повторного анализа текущих проб. Для примера в табл. 10 приведена статистическая обработка результатов анализа проб различного состава. Наиболее низкая воспроизводимость наблюдается для неодима в связи с неравномерностью фона вблизи основной линии Nd 430,4 нм.

Среди различных источников систематических ошибок в спектральном анализе основными являются: несоответствие состава и свойств лабораторных стандартов анализируемым пробам и наложение спектральных линий мешающих элементов. В настоящей методике они существенно уменьшены благодаря буферированию вещества натрием (NaCl), поступающим одновременно с редкоземельными элементами, и довольно обширному выбору аналитических линий РЗЭ, позволяющему использовать свободную от наложений (см. табл. 2). Кроме того, для особых случаев определения Sm и Eu учитывается наложение циановых полос.

При определении РЗЭ систематические ошибки возможны также за счет неточности в приготовлении внутрилабораторных стандартов. Как бы тщательно ни готовился головной стандарт (путем введения окислов редкоземельных элементов в основу), возможно несоответствие между расчетной и введенной концентрацией, так как окислы отдельных РЗЭ часто содержат другие редкоземельные элементы. Поэтому необходима проверка лабораторных стандартов с помощью других методов или стандартных образцов. Последний способ стал широко применяться с появлением государственных и международных стандартных образцов (СО).

В практике нашей лаборатории по каждому новому головному стандарту производится анализ имеющихся стандартных образцов. При на-

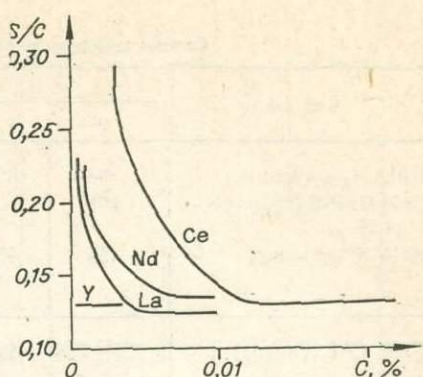


Рис. 11. Зависимость относительного среднеквадратичного отклонения от концентрации.

Таблица 10

Оценка воспроизводимости прямого спектрографического определения для некоторых элементов

Элемент	Порода	Средняя концентрация, г/т	Кол-во определений	s/C	Порода	Средняя концентрация, г/т	Кол-во определений	S/C
La	Гранит	83±11	6	0,12	Базальт	26±6	4	0,15
Ce		119±8	7	0,07		53±9	4	0,10
Nd		68±13	7	0,21		48±13	4	0,18
Y		44±2	6	0,05		33±11	3	0,13
Yb		4,4±0,3	4	0,04		5,1±1,3	4	0,16
La	Гранодиорит	39±3	7	0,09	Габбро	7,3±0,8	4	0,07
Ce		62±5	7	0,08		31±2	4	0,04
Nd		32±2	7	0,08		12±5	4	0,24
Y		13±1,5	7	0,12		9,9±0,2	4	0,10
Yb		2,5±0,15	4	0,04		2,2±0,4	4	0,11

Примечание. Здесь и в табл. 13 погрешность соответствует доверительной вероятности 0,95.

Сопоставление установленных содержаний (1) с результатами пря

Тип СО	La		Ce		Nd		Sm	
	1	2	1	2	1	2	1	2
США G-2 (гранит)	96	105	150	140	60	61	7,3	9
[49] GSP-1 (гранодиорит)	191	210	394	440	188	160	27,1	28
AGV-1 (андезит)	55	43	63	70	39	33	5,9	He опр.
ГДР GM (гранит)	35±7,8	48	60±16	72	27	26	5±2	5,5
[17] ТВ (сланец)	He атт.	66	113±42	100	50	46	8,7±0,75	8,4
ВМ (базальт)	8±3	8,0	22±15	26	16	20	3,7±1,2	8
СССР СГ-1А (гранит)	41±11	35	67	70	18±2	14	7±2	6
[17] СГД-1А (габбро)	78±18	97	150±10	140	66	87	17±1	17
СТ-1А (трапп)	14±2	11	22	He опр.	9	He опр.	4±2	7
СНС-2 (нефелиновый сиенит)	220±10	350	(390)	380	He атт.	180	He атт.	27
Япония JG-1 (гранодиорит) [49]	22,1	23	43,2	41	19,5	17	4,6	7

личии систематических расхождений (по большинству СО) для данного элемента вводится поправка в расчетную концентрацию. Очевидно, нельзя ожидать полного соответствия по всем СО (даже для откорректированных лабораторных стандартов); одна из причин этого — различие в достоверности установленных содержаний. Так, в стандартных образцах

Сравнение данных различных методов и СВТ-16А (1), с ре

Оксид	Средние содержания, установленные в ИМГРЭ различными методами*							
	Сфеновый концентрат		Апатитовый концентрат		Апатито-нефелиновая руда		Нефелиновый концентрат	
	1	2	1	2	1	2	1	2
La ₂ O ₃	1640	2100	2863	3000	2114	2300	33,1	45
CeO ₂	3625	3700	4220	4500	3128	3100	60,3	76
Pr ₂ O ₃	530	640	323	490	304	370	6,3	He обн.
Nd ₂ O ₃	1500	1800	1420	1500	1079	1300	23,7	22
Sm ₂ O ₃	366	260	221	250	176	190	5,1	6
Eu ₂ O ₃	97	120	71	79	56	63	2,1	1,4
Gd ₂ O ₃	366	380	234	210	192	190	5,2	He обн.
Dy ₂ O ₃	120	180	103	120	82	110	3,07	»
HO ₂ O ₃	12,6	16	12,1	16	14,3	13	0,55	»
Er ₂ O ₃	82	74	30	38	41,5	31	2,06	»
Tm ₂ O ₃	6,8	13	8,5	5	5,2	5,2	0,20	»
Yb ₂ O ₃	23	21	13,6	14	15,0	13	1,35	1,4
Y ₂ O ₃	473	660	245	440	372	410	16,0	20

* Использовались методы: рентгеноспектральный, спектральный, нейтронно-активационный и ным и спектральным.

мого спектрального анализа (2) стандартных образцов, г/т

Eu		Gd		Dy		Yb		Y	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1,5	2,4	5	—	2,6	—	0,88	1,1	12	11,5
2,4	2,4	15	18	5,4	7,2	1,8	2,0	30,4	28
1,7	He опр.	5,5	He опр.	3,5	He опр.	1,7	2,5	21,3	26
0,56±0,08	—	6	4	6	4	2,9±0,58	2,9	26,3±5,3	24
1,56±0,44	1,9	11	—	4	—	4,0±1,9	3,7	39,3±3,1	32
1,1±0,17	1,0	6	—	4	—	3,5±1,4	3,1	26,3±4,5	28
0,5	—	He атт.	9	5	10	6	13	69±8	70
6±1	3,0	»	—	4	—	2,9±0,5	2,8	30±8	30
3±1	1,6	»	—	4	—	4	4,8	30	31
He атт.	7	»	9	He атт.	12	3,9	4,8	49±4	60
0,69	—	3,86	4	3,2	3	2,5	2,7	30,8	25,5

СССР и других стран СЭВ по многим РЗЭ не дана погрешность аттестации [17]. В стандартных образцах геологической службы США, несмотря на более полное аналитическое обеспечение, она вообще не представлена, кроме того, рекомендованные значения РЗЭ в них могут меняться с течением времени [48, 49]. Все это затрудняет сравнение со стандартными

Таблица 12

результатами прямого спектрального анализа (2), г/т

Рентгеноспектральный метод [5, 6]						По каталогу [17]. %	
Осадок 578-02		Осадок 574-01		Апатит 58-II		Лопаритовый концентрат СВТ-16А	
1	2	1	2	1	2	1	2
288	290	211	330	1750	1800	8,4±0,2	10
112	120	89	He опр.	3200	3700	16,2±0,3	16
He опр.	He обн.	He опр.	»	455	400	(1,59)	1,7
169	140	146	190	1550	2000	4,1±0,2	4,8
31	41	29,5	He опр.	290	280	He атт.	He опр.
8,6	9,0	8,7	9,0	He опр.	71	0,053±0,002	0,059
48,5	60	46	66	175	210	He атт.	He опр.
40	70	40	60	110	96	0,017±0,002	»
He опр.	11	He опр.	11	He опр.	8,0	He атт.	»
26	He опр.	26	He опр.	69	16	»	»
He опр.	»	He опр.	»	He опр.	He опр.	»	»
23		26		51	9,7	»	0,0011
425		440		81	260	0,033±0,004	0,040

химическое обогащение с расшифровкой методами бумажной хроматографии, рентгеноспектраль-

образцами, особенно для таких элементов, как Pr, Sm, Eu, Gd, и других, по которым не аттестованы многие СО, в частности СГ-2, СА-1, СНС-2, СпА и т. д. [17]. В табл. 11 представлены наши последние результаты по прямому анализу СО. Они несколько отличаются от приводимых ранее [19, 48], что связано с повторением анализа и расширением круга определяемых РЗЭ. Из-за недостатка чувствительности прямого спектрального анализа и наложения мешающих линий не приведены данные по Pr, Ho, Er и Lu.

Для минералов имеется очень мало стандартных образцов, аттестованных по РЗЭ. Мы в свое время принимали участие в аттестации лопаритового концентрата СВТ-16А и получили довольно хорошее согласие с установленным содержанием (табл. 12). При анализе акцессорных минералов (сфен, апатит) за неимением соответствующих стандартных образцов делалось сравнение с другими методами. Как видно из табл. 12, согласие со средним содержанием, полученным в ИМГРЭ различными методами, достаточно удовлетворительное.

Химико-спектральный метод анализа РЗЭ разрабатывался нами в 1978 г. На этом этапе стандартные образцы служили мерой оценки возможностей метода, способствовали выбору наилучшего варианта химического обогащения, величины исходной навески, проверке потерь или загрязнений в процессе обогащения. По разработанной методике стандартные образцы неоднократно анализировались для оценки воспроизводимости (s/\bar{C}) и правильности анализа. Как видно из табл. 13, ошибка воспроизводимости (относительное среднеквадратичное отклонение \bar{s}/\bar{C}) варьируется от 0,10 до 0,40. Систематических расхождений не наблюдается: лишь для некоторых СО результаты выходят за доверительный интервал аттестации, однако в других СО по этому же элементу они находятся в интервале или отклоняются в противоположную сторону (например, Sm и Nd). Расхождения определенных РЗЭ с рекомендованными содержаниями (в скобках) не принимались во внимание, так как для них не дана погрешность аттестации. Для оценки возможных потерь при обогащении, кроме того, проводилось определение РЗЭ в ранее анализированных пробах прямым спектральным методом. В табл. 14 для примера представлены две группы проб. Эти результаты, а также неоднократные анализы в каждой партии обогащенных проб показали отсутствие систематических расхождений между прямым спектральным и химико-спектральным методами.

Граница обнаружения C отдельных РЗЭ оценивалась только для некоторых частных случаев. Это связано с тем, что при всем многообразии поступающих на анализ пород и минералов для 14 элементов практически невозможно провести всю процедуру определения границы обнаружения [48]. В табл. 15 представлены пределы определения C для основных пяти элементов, непосредственно определяемых в горных породах и минералах. Величина C зависит от концентрации мешающих элементов — кальция, железа, бора, титана. Например, в базальтах, имеющих 10% СаО, граница обнаружения C возрастает для всех элементов, а для Nd 430,3 нм ее вообще невозможно оценить из-за сильного фона от Са 430,2 нм. При анализе пород и минералов, богатых РЗЭ, и химических концентратов количество определяемых элементов увеличивается и определяемые концентрации обычно бывают выше C . Поэтому для них даны лишь приближенные значения нижней границы интервала определений по каждой аналитической линии в табл. 2 и по самым чувствительным в табл. 16. Данные, приведенные в табл. 16, могут служить ориентировочной оценкой возможностей метода — нижнего предела определения прямого спектрального анализа ($C_{сп}$) в пробах с малыми содержаниями мешающих элементов.

Для химико-спектрального анализа предел определения, очевидно, зависит от степени концентрирования k , которая может меняться в широ-

Оценка точности химико-спектрального определения РЗЭ, г/т

Элемент	СГ-1А (гранит)				СТ-1А (трапп)				СГД-1А (габбро)			
	Установлен- ное содержа- ние	Определенная концентра- ция, С	Кол-во определе- ний	s/\bar{C}	Установлен- ное содержа- ние	Определенная концентра- ция, С	Кол-во опреде- лений	s/\bar{C}	Установлен- ное содержа- ние	Определенная концентра- ция, С	Число оп- ределений	s/\bar{C}
La	41±11	36±4	21	0,26	14±2	16±2	13	0,25	78±18	111±22	5	0,15
Ce	(67)	54±6	21	0,25	(22)	36±4	13	0,20	150±10	114±47	6	0,31
Pr	(3)	5,1±0,5	17	0,19	(2)	3,8±1,1	5	0,24	(10)	20	2	—
Nd	18±2	14,5±1,6	22	0,25	(9)	17±3	13	0,27	(66)	83±2	5	0,22
Sm	7±2	3,9±0,6	20	0,35	4,0±0,2	7,3±1,4	10	0,27	17±1	21±3	7	0,12
Eu	(0,5)	0,19±0,04	18	0,39	3±1	3,0±0,3	13	0,15	6±1	5,0±1,1	7	0,13
Gd	He атт.	9,4±2,2	3	0,09	He атт.	5,8±1,3	6	0,22	He атт.	11±1	4	0,22
Dy	(5)	7,0±1,9	4	0,27	(4)	7	3	0,22	(4)	5,8	1	—
Ho	(1)	2,1±1,1	4	0,32	(0,8)	0,78±0,16	5	0,17	(0,5)	0,67	3	0,43
Er	(7)	8,6±2,2	4	0,16	2	4	3	0,25	(2,8)	Мешает Mn	—	—
Yb	6±1	14±3	4	0,13	4±0,4	5,6±0,7	6	0,12	2,9±0,5	3,0±0,4	4	0,09
Lu	He атт.	1,4±0,8	4	0,33	He атт.	0,66±0,19	5	0,23	He атт.	0,85	2	—
Y	69±8	65±11	16	0,33	(30)	30±3	14	0,20	30±8	34±5	10	0,20

Сопоставление результатов анализа прямого спектра

Номер и характеристика пробы	La		Ce		Pr		Nd		Sm	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
У-ЦД-334 (гранит)	25	21	54	44	—	4,9	27	21	8	8,5
У-ЦД-332 »	33	35	62	65	—	7,6	34	35	9	9,6
У-ЦД-331 »	45	44	100	94	15	12	55	50	10	11
У-ОН-490 »	37	42	63	80	—	10	41	39	5	6,4
У-ОН-483 »	40	30	58	48	—	7,0	29	28	5	5,2
У-ОН-480 »	37	35	61	70	—	8,0	43	33	4	6,0
У-ВК-455 »	28	18	50	40	—	4,7	22	16	4	3,5
У-ДХ-297 »	37	33	82	62	10	8,2	44	35	9	10
У-Шн-376 »	65	48	100	94	—	13	54	54	5	6,6
У-ОН-509 »	44	36	80	66	—	10	48	55	7	5,0
У-БЖ-522 »	20	26	51	55	—	7,0	32	34	3	3,9
У-БЖ-525 »	8,5	9,5	25	22	—	3,8	20	18	13	10
У-БЖ-536 »	18	15	46	35	—	4,7	13	10	3	2,6
УП-БХ-1430 »	47	37	98	68	—	6,5	39	27	8	6,9
Муш-4043 (стекло трахилипарита)	90	120	190	220	22	40	90	78	19	24
Муш-4075/1 (туф трахилипарита)	150	110	160	130	23	26	90	64	16	19
Муш-4075/3 »	130	100	140	130	15	27	85	57	13	14
ХБ-4021 (комендит)	100	60	130	125	23	20	100	52	17	15
ЭГМ-4022 (амфибол-биотитовый гранит)	38	24	74	67	—	7,5	40	30	10	11
ЭГМ-4024 »	61	36	80	77	12	15	53	36	10	12

Примечание. Анализировались пробы П. В. Ковалева и В. С. Самойлова.

ких пределах от 5 до 500. В соответствии с этим нижняя граница химико-спектрального определения равна $C_{x-сп} = C_{сп/к}$.

Приведенная методика прямого спектрального анализа пяти и более редкоземельных элементов в геологическом материале с успехом используется в Институте геохимии СО АН СССР около десяти лет. Она применяется также в других институтах Иркутска (ИЗК СО АН СССР, Ирри-

Таблица 15

Граница обнаружения пяти элементов РЗЭ в некоторых породах и минералах, г/т

Порода и минерал	Линия элемента, нм					
	La 433,3	Ce 424,8	Ce 439,1	Nd 430,3	Y 437,4	Yb 328,0
Гранитный состав	4	26	32	4	0,9	0,8
Базальт	5	68	58	Наложение	Не опр.	2,2
Калиево-полевошпатовый шпат	8	42	30	5	1,1	Не опр.
Флогопит	7	60	50	7	1,4	1,1
Гранат	7	47	Не опр.	14	Не опр.	Наложение
Турмалин	7	Наложение	76	20	»	1,5

Таблица 16

Нижний предел спектрографического определения РЗЭ по наиболее чувствительным линиям (для проб гранитного состава и химических концентратов), г/т

Элемент	Линия, нм	Нижний предел, г/т	Элемент	Линия, нм	Нижний предел, г/т	Элемент	Линия, нм	Нижний предел, г/т
La	433,4	5—10	Sm	428,1	5—10	Ho	345,6	1—2
Ce	424,9		Eu	462,7	1—3	Er	326,5	5—10
Ce	439,2	20—30	Gd	335,9	5—10	Yb	328,5	0,5—1
Pr	422,3	20—30	Tb	322,0	100	Lu	328,2	5—10
Nd	430,3	5—10	Dy	340,8	5—10	Y	437,5	0,8—1

льного (1) и химико-спектрального (2) методов, г/т

	Eu		Gd		Dy		Ho		Er		Yb		Y	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
—	0,32	8	11	10	12	2—3	2,3	~10	8,0	8,8	7,7	48	51	
—	1,0	7	10	10	9,5	2	1,7	10	6,2	6,8	5,8	36	42	
—	1,7	~5	16	10	16	3	3,1	~10	10	11	9,4	60	65	
1—2	1,9	—	8,6	—	7,3	—	1,2	—	4,7	3,0	3,0	25	28	
1	1,2	—	8,1	—	7,6	—	1,1	—	3,9	2,6	3,0	26	25	
1,5	1,4	—	7,8	—	6,6	—	1,1	—	3,9	4,0	3,5	29	32	
~1	1,4	—	5,2	—	4,9	—	0,49	—	2,0	1,4	1,4	16	14,5	
—	0,9	~5	9,3	~10	7,7	—	1,2	—	4,7	4,8	3,7	35	27	
2	1,9	—	13	—	8,3	—	1,0	—	4,0	2,9	2,3	22	26	
2	2,8	—	7,5	—	6,5	—	0,8	—	2,5	1,4	1,0	14	19	
1	1,4	—	7,0	—	5,1	—	0,8	—	—	2,1	1,8	18	16	
—	0,04	17	19	20	24	4	3,5	15	14	15	9,8	62	63	
—	0,52	5	5,9	5—10	5,0	—	0,81	5	1,8	3,9	3,1	28	23	
1	1,0	5	10	10	9	—	1,7	—	5,6	4,0	4,3	20	36	
0,8	0,45	—	14	—	15	—	2,7	—	7,8	5,9	5,3	73	66	
0,9	0,5	10	11	—	9	—	1,5	—	4,6	4,0	3,3	32	30	
0,7	0,5	—	10	—	10	—	1,8	—	5,5	5,5	4,1	42	35	
—	0,4	10	9,8	17	7,8	3	2,4	12	4,7	9,3	10,5	80	60	
1,1	1,2	1—5	6,2	5	5,6	—	1,0	8	5,9	3,5	2,8	30	27	
2,8	2,1	1—5	12	10	10	—	1,7	1—3	2,8	5,7	3,3	45	46	

редмет, ВостСибНИИГГиМС). Химико-спектральная методика испытывалась в течение последних двух лет при анализе самых разнообразных пород; и результаты работ представлены в настоящем сборнике.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллен К. Х. Астрофизические величины. М.: Мир, 1977. 448 с.
2. Справочные таблицы основных спектральных линий для полуколичественного анализа/Арнаутков Н. В., Андреева Л. Н., Изюмова Л. Г., Симонова В. И. Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1965. 171 с.
3. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М., 1976. 265 с.
4. Балашов Ю. А. К геохимии РЗЭ в щелочных породах Кольского полуострова. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 1971, с. 142—158.
5. Балашов Ю. А., Пажарицкая Л. К. Факторы, регулирующие поведение редкоземельных элементов в карбонатитовом процессе. — Геохимия, 1968, № 3, с. 285—303.
6. Балашов Ю. А., Туранская Н. В., Братинко Р. Х. Зональность распределения элементов в океанах. — Геохимия, 1974, № 5, с. 751—762.
7. Виноградов А. П. Атомные распространенности химических элементов Солнца и каменных метеоритов. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
8. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. Т. I. М.: Мир, 1965. 370 с.
9. Ельяшев М. А. Атомная и молекулярная спектроскопия. М.: Физматгиз, 1962. 892 с.
10. Ельяшев М. А. Спектры редких земель. М.: Гостехиздат, 1953. 456 с.
11. Таблицы спектральных линий/Зайдель А. Н., Прокофьев В. К., Райский С. М., Славный В. А., Шрейдер Е. Я. М.: Наука, 1977. 800 с.
12. Зайковский Ф. В., Башмаков В. С. Выделение редкоземельных элементов из минералов. — Журн. анал. химии, 1960, № 25, вып. 2, с. 166—169.
13. Изюмова Л. Г. — В кн.: Количественный анализ минералов и горных пород физическими методами. Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1965, с. 34—40.
14. Калинин С. К., Файн Э. Е., Гринман И. Г., Жилинский Г. Б. Спектрографическое определение редких земель в минералах. — В кн.: Труды Института ядерной физики АН КазССР. Т. I. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958, с. 288—295.
15. Калинин С. К., Файн Э. Е. Спектральный анализ минеральной сырья. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1962, 240 с.
16. Спектральный анализ редкоземельных окислов/Карякин А. В., Аникина Л. И., Павленко Л. И., Лагтинова Н. В. М.: Наука, 1974. 152 с.

17. Каталог стандартных образцов состава минерального сырья. М., 1979. 33 с.
18. **Книшович Ю. П., Морачевский Ю. В.** Редкоземельные элементы — В кн.: Анализ минерального сырья. Л.: Госхимиздат, 1959, с. 721—744.
19. **Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Смирнова Е. В., Балахов Ю. А.** Об индикаторной роли европия в аксессуарных минералах гранитоидов.— *Геохимия*, 1979, № 9, с. 1289—1306.
20. **Коленко Л. И.** Атлас спектральных линий для анализа руд и минералов на дифракционном спектрографе. М.: Наука, 1967. 124 с.
21. **Коленко Л. И.** Влияние «носителей» на усиление интенсивности линий редкоземельных элементов при спектральном анализе.— В кн.: Прикладная спектроскопия. М.: Наука, 1969, с. 432—435.
22. **Коленко Л. И.** Спектральный метод определения редкоземельных элементов в монаците и ортите без химической подготовки.— В кн.: Материалы 4-го Уральского совещания по спектроскопии. М.: Металлургия, 1965, с. 115—119.
23. **Кочубей Л. Ф., Рысепкова З. А.** Спектрографическое количественное определение малых содержаний редкоземельных элементов в горных породах и минералах.— В кн.: Исследование в области химических и физических методов анализа минерального сырья. Алма-Ата, 1971, с. 150—153.
24. **Таблицы совпадений по атомной спектроскопии/Куба Й, Кучера Л., Плзан Ф., Дворжак М., Мраз Я.** Прага: Изд-во Чехословацкой АН, 1964. 1136 с.
25. **Кукарин Л. В., Калмыкова И. С., Шаврин А. М.** Исследование влияния основы на интенсивность спектра лантаноидов.— *Журн. прикл. спектроскопии*, 1976, № 24, вып. 3, с. 516—518.
26. **Лактионова Н. В., Ожегов П. И., Карякин А. В.** Химические реакции в кратере угельного электрода при эмиссионном спектральном анализе окислов редкоземельных элементов.— *Журн. анал. химии*, 1974, № 29, вып. 7, с. 1326—1331.
27. **Логинова Л. Г., Малашкина М. М.** Количественное спектральное определение редкоземельных элементов иттрия, тория и скандия в минеральном сырье.— В кн.: Спектральный анализ в геологии. М., 1971, с. 147—148.
28. **Лопотт З. М., Склярова З. Н.** Количественное спектральное определение редкоземельных элементов цериевой группы на ДФС-13.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и технологии минерального сырья. Ташкент: ФАН, 1966, с. 154—156.
29. **Меламед Ш. Г., Земскова М. Г.** Атлас спектральных линий редкоземельных элементов. М.: ОНТИ, Гос. НИИ и проектный ин-т редкомет. промышленности. 82 с.
30. **Методы определения и анализ РЗЭ.** М.: Изд-во АН СССР, 1961, 180 с.
31. **Мкртчян Г. М., Саруханиян Л. Б.** Прямое количественное спектрографическое определение редкоземельных элементов в апатите.— *Изв. АН АрмССР. Науки о Земле*, 1968, № 1—2, т. 21, с. 136—144.
32. **Русанов А. К.** Основы количественного спектрального анализа руд и минералов. М.: Недра, 1978. 400 с.
33. **Русанов А. К., Алексеева В. М., Ильцова Н. В., Хитров В. Г.** Спектрографическое количественное определение малых содержаний редкоземельных элементов в горных породах и минералах.— *Журн. анал. химии*, 1962, № 7, т. 17, с. 809—819.
34. **Рысепкова З. А., Кочубей Л. Ф.** Прямое количественное определение редкоземельных элементов.— В кн.: Исследования в области химических и физических методов анализа минерального сырья. Алма-Ата, 1971, с. 154—155.
35. **Рябчиков Д. И., Рябухин В. А.** Современное состояние аналитической химии редкоземельных элементов, скандия и иттрия.— В кн.: Методы определения и анализа редких элементов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 128—180.
36. **Рябчиков Д. И., Рябухин В. А.** Аналитическая химия редкоземельных элементов и иттрия. М.: Наука, 1966. 380 с.
37. **Смирнова Е. В.** Оценка влияния некоторых веществ на энергию излучения ионов редкоземельных элементов.— *Изв. СО АН СССР. Сер. хим.*, 1967, № 9, вып. 4, с. 126—129.
38. **Смирнова Е. В.** Спектрографическое определение некоторых редкоземельных элементов в карбонатах.— В кн.: Спектральный анализ элементов примесей в горных породах. М.: Наука, 1972, с. 120—123.
39. **Сорокина Н. Н., Голубева В. М.** Спектральный анализ стали и сплавов на редкоземельные элементы.— *Заводская лаборатория*, 1963, т. 29, № 5, с. 559—560.
40. **Спектрографическое определение индивидуальных редкоземельных элементов иттрия, тория и скандия в минеральном сырье.** М.: ВИМС, 1970. 41 с.
41. **Тарновская А. Н.** Современное состояние и аналитические возможности методов определения редкоземельных элементов.— В кн.: Труды Научно-исследовательского геологического института, т. 176, с. 244—249.
42. **Тарновская А. Н.** Спектроаналитические исследования по непосредственному определению редкоземельных элементов в аксессуарных минералах. Автореф. канд. дис. Л., 1973. 28 с.
43. **Тарновская А. Н., Морошкина Т. М.** О возможностях количественного спектраль-

- ного определения редкоземельных элементов в некоторых акцессорных минералах горных пород.— В кн.: Аналитические методы при геохимических исследованиях. Л., 1972, с. 69—72.
44. **Тарновская А. Н., Плюц Г. В.** Спектральный метод количественного определения редкоземельных элементов в карбонатных минералах.— Вестн. ЛГУ, Сер. физика — химия, 1971, № 10, вып. 2, с. 149—152.
 45. **Туранская Н. В.** Разработка методов рентгено-спектрального анализа РЗЭ и их применение в геохимии. Автореф. канд. дис. М., 1958. 23 с.
 46. **Файнберг Л. М., Баганов К. И.** К вопросу о выборе оптимального аналитического параметра при фотографическом спектральном анализе.— В кн.: Атомная спектроскопия и спектральный анализ. Киев: Наукова думка, 1974, с. 255—260.
 47. **Хэскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х.** Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 188 с.
 48. **Эмиссионный спектральный анализ в геохимии.** Новосибирск: Наука, 1976. 280 с.
 49. **Flanagan F. J.** U. S. Geological Survey standards II. First compilation of data for the new U. S. G. S. rocks.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, v. 33, N 1, p. 81—120.
 50. **Flahagan F. J.** 1972 values for international geochemical reference samples.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, N 5, p. 1189—1200.
 51. **Harrison G. R.** Wavelength tables. N. Y. John Wiley and Sons, 1946. 429 p.
 52. **Galan L.** Distribution of Elements in the d. c. Carbon accJ Quant. Spectrosc. Radiant Transfer, 1965, v. 5, N 6, p. 735—760.
 53. **Kerekes Ch.** Tables for Emission Spectrographic Analysis of Rare Earth Elements. Pergamon Press, 1964. 90 p.
 54. **Nash D. L.** Controlled atmosphere d. c. arc for the quantitative determination of rare earths in calcium fluorides.— Appl. Spectrosc., 1966, 20, N 6, p. 392—394.

В. С. Антипин, М. И. Кузьмин, В. В. Конусова

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

(на примере Забайкалья и Становика)

Забайкалье и Становик являются составной частью Монголо-Охотского пояса — крупнейшей мезозойской региональной структуры Восточно-Азиатского сегмента Земли. На всем протяжении пояса в мезозойскую эпоху формировались наложенные прогибы (грабены), выполненные вулканогенно-осадочными породами, и массивы гранитоидов разного состава. Вулканиды Монголо-Охотского пояса имеют пестрый состав (от базальтов до риолитов), но объединяющим их признаком служит повышенная щелочность [16]. Формирование вулканических пород в автономно развивающихся грабеновых структурах определяет необходимость проведения корреляции их в пределах пояса, в первую очередь на основании вещественных признаков. Для проведения такой корреляции перспективно использование редкоэлементного состава, который имеет большое значение для решения вопроса генезиса пород. В настоящей статье рассмотрены закономерности распределения редкоземельных элементов в вулканических породах различных регионов Монголо-Охотского пояса.

Группа редких земель, обладающих близкими, закономерно меняющимися от лантана к лютецию химическими и кристаллохимическими свойствами, является достаточно надежным геохимическим индикатором природных процессов. Ю. А. Балашов [2] показал, что каждый тип магм характеризуется своим соотношением РЗЭ; это связано с особенностями их выплавления или дифференциации, поэтому использование полного спектра элементов дает наибольшую геохимическую информацию для проведения региональной корреляции магматических пород и для выяснения вопросов их происхождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Монголо-Охотский пояс — своеобразный тип геодинамических обстановок. Он приурочен к глубинному Монголо-Охотскому линейменту, вдоль которого в мезозойское время существовал глубоководный морской прогиб. В районах, непосредственно примыкающих к морскому прогибу, в верхнем мезозое на Становике формировались известково-щелочные серии магматических пород, представленные крупными батолитообразными гранитоидными интрузиями и эффузивами. Область известково-щелочного магматизма окаймляется зоной гипабиссальных гранитных интрузий и вулканогенных прогибов, выделяемых в качестве зоны «распыленного магматизма» [11] (рис. 1). Характерной особенностью этой зоны является присутствие редкометалльных разновидностей пород повышенной щелочности.

В настоящей работе анализируются материалы по вулканитам Долгокычинской, Куйтунской и Тулукуевской вулканическим постройкам кальдерного типа, расположенным в Юго-Восточном Забайкалье. Наряду с этим рассмотрены вулканические породы крупных прогибов региона, а также эффузивные образования Шадоронского грабена в Балейском районе. В качестве примера позднемезозойских вулканитов зоны известково-щелочного магматизма района Становика рассмотрены эффузивные породы вулканической постройки горы Типтур (100 км северо-восточнее г. Тынды). Эта постройка расположена вблизи осевой части Станового хребта к северу от зоны максимального развития мезозойских батолитообразных массивов гранитоидов Удской серии. Она представляет собой кальдеру проседания.

В низах эффузивной толщи горы Типтур широкое развитие получили туфогенные породы и плагиоклаз-пироксеновые андезитовые порфириты, которые встречаются в периферических частях постройки по урезам рек.

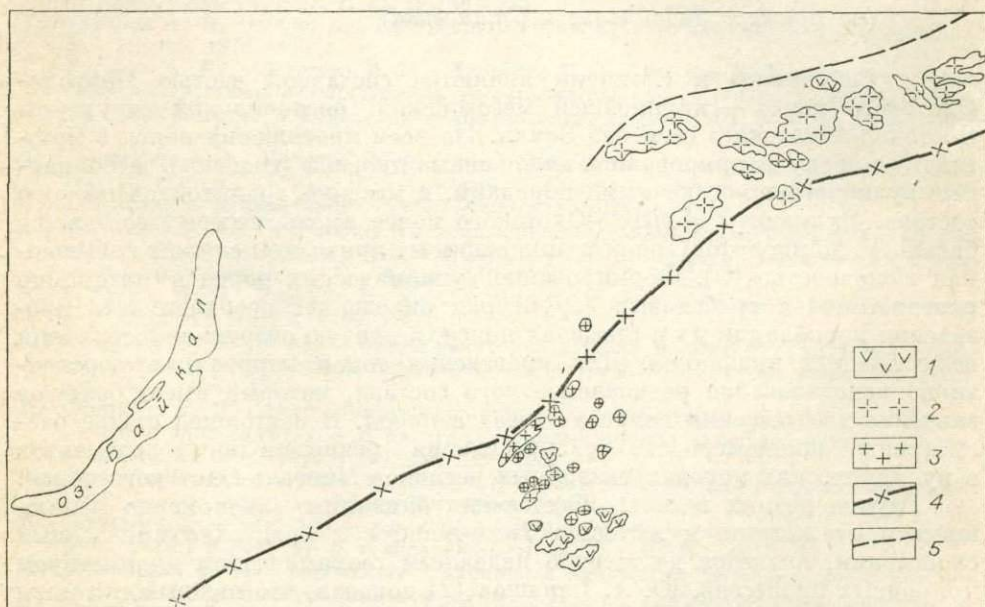


Рис. 1. Схема распространения позднемезозойских вулканических пород Забайкалья и Становика в пределах Монголо-Охотского пояса.

1 — позднемезозойские вулканиты; 2 — позднемезозойские гранитоиды Удской серии Становика; 3 — позднемезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья; 4 — зона Монголо-Охотского линеймента; 5 — граница, отделяющая известково-щелочные серии Становика от щелочных пород Алданского щита.

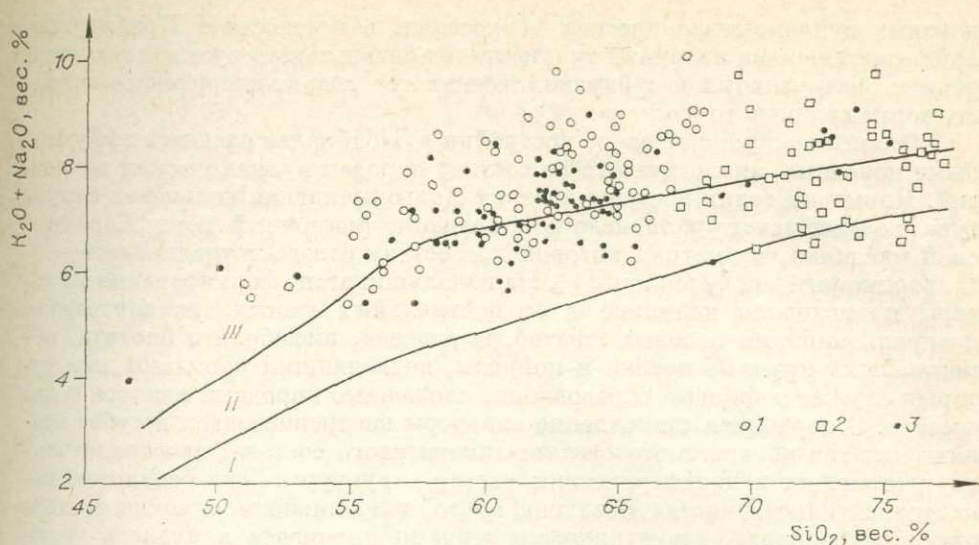


Рис. 2. Соотношение щелочей и кремнезема в вулканических породах Монголо-Охотского пояса. Вулканические серии по Х. Куно:

I — толеитовая, II — известково-щелочная, III — шшонитовая; 1 — вулканы основного и среднего состава Забайкалья; 2 — кислые вулканы Забайкалья; 3 — эффузивы Становой зоны.

По направлению к центру постройки основным типом вулканических пород становятся амфибол-плагноклазовые порфириты и более кислые разновидности пород. В них наряду с вкрапленниками плагноклаза и роговой обманки отмечаются калиевый полевой шпат и лейсты биотита. Центральная часть постройки сложена своеобразными породами — флюид-порфирами, в которых вкрапленники представлены как кристаллами, так и обломками минералов [8]. По мнению ряда исследователей [10], такие породы образуются из магмы, обогащенной летучими. По химическому составу флюид-порфиры отвечают андезито-дацитам, и в отличие от более основных разновидностей в них появляются вкрапленники кварца. На диаграмме Х. Куно [9] вулканические породы Становика занимают промежуточное положение между образованиями известково-щелочной и шшонитовой серий. Наблюдается увеличение щелочей при возрастании кремнекислотности пород (рис. 2). На диаграмме *AFM* рассматриваемые вулканы имеют типичный известково-щелочной тренд эволюции.

В пределах Забайкалья в грабеновых структурах и в отдельных вулканических постройках развиты вулканы близкого состава. Поздне-мезозойские эффузивы, выполняющие вулканогенные прогибы, объединяются большинством исследователей в шадоронскую серию, наиболее полный разрез которой представлен в Шадоронском грабене. В нижней части разреза преобладают туфогенно-осадочные образования, среди которых отмечаются андезито-базальты. Средняя часть представлена главным образом эффузивами трахиандезитового состава, которые выше по разрезу сменяются маломощными и невыдержанными по простиранию прослоями трахидацитов и липаритов. В породах андезитового и андезито-базальтового состава отмечаются редкие вкрапленники оливина, пироксена, плагноклаза, амфибола и единичные зерна калиевого полевого шпата. В более кислых разновидностях вместо оливина и пироксена появляются вкрапленники биотита, реже кварца, растет количество вкрапленников амфибола и калиевого полевого шпата. Для других грабенов Забайкалья, в пределах которых развиты породы шадоронской серии, также характерны андезитовые и андезито-базальтовые разновидности пород. Эффузивы кислого состава имеют в них подчиненное значение. В не-

которых вулcano-тектонических депрессиях, в частности в Приаргунье, наблюдается смена излияний трахиандезит-базальтового вулканизма внедрением экструзивных и субвулканических тел сиенит-диоритового и гранодиорит-гранитного состава.

Отдельные вулканические постройки в Забайкалье сложены эффузивными породами, аналогичными по составу породам вулканических депрессий. Примером таких построек служит Долгокычинская кольцевая структура позднеюрского-раннемелового возраста (восточный борт Харанорской впадины), магматизм которой по составу отвечает трахиандезит-базальт-липаритовой формации [1]. На начальном этапе формирования кальдеры происходило излияние в ее центральных частях трахиандезитов с вкрапленниками полевых шпатов, пироксена, амфибола и биотита, образовавших крупные потоки и покровы, подводными каналами для которых служат жерловые образования, сложенные породами аналогичного состава. Завершается становление кальдеры внедрением даек и субвулканических тел контрастного базальт-липаритового состава, пространственно тяготеющих к периферическим частям структуры. Для базальтов характерна тонкозернистая основная масса, представленная мелкими лейстами плагиоклаза, изометричными зернами пироксена и рудного минерала, на фоне которой выделяются вкрапленники оливина. В породах кислого состава вкрапленники полевых шпатов, кварца и биотита сцементированы мелкозернистой или фельзитовой основной массой.

В южном Приаргунье типичными кольцевыми вулканическими постройками являются Куйтунская и Тулукуевская кальдеры. Большую часть Куйтунской постройки составляют эффузивы и туфы трахиандезитового состава, прорванные по периферии жильными телами граносиенит-порфиоров. Центральную часть кальдеры занимает лакколит, сложенный гранит-порфирами и мелкозернистыми гранитами. Вулканические породы Тулукуевской кольцевой структуры объединяются в две толщи: нижнюю — с переслаиванием покровов эффузивов основного и кислого состава и верхнюю — с преобладанием кислых вулканитов.

На диаграмме X. Куно [9] вулканические породы Забайкалья, соответствующие андезит-базальтовому составу, расположены главным образом в поле составов шошонитовой серии и, в среднем, несколько выше пород Становика (рис. 2). Кислые эффузивы попадают преимущественно в поле пород известково-щелочного ряда. На диаграмме *AFM* эффузивы Забайкалья характеризуются трендом известково-щелочной эволюции.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

В таблице приведены содержания РЗЭ в вулканических породах Становика и Забайкалья. Определение редких земель проводилось спектральным методом с предварительным химическим обогащением по методике, описанной в специальной статье данного сборника.

Для всех исследуемых вулканитов Монголо-Охотского пояса характерно заметное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La/Yb колеблется в среднем от 5 до 70, чем рассматриваемые породы существенно отличаются от андезитов островных дуг, для которых средний интервал значений этого отношения составляет 4,4—7,7. Ю. А. Балашов [2] показал, что на диаграмме $La/Yb-K$ породы различной щелочности образуют самостоятельные изолированные поля. Эффузивы основного состава Забайкалья и Становика попадают на этой диаграмме (рис. 3) в поле щелочных базальтов. В то же время кислые вулканиты Забайкалья при близких с андезитами содержаниях калия характеризуются более низкими величинами La/Yb отношения.

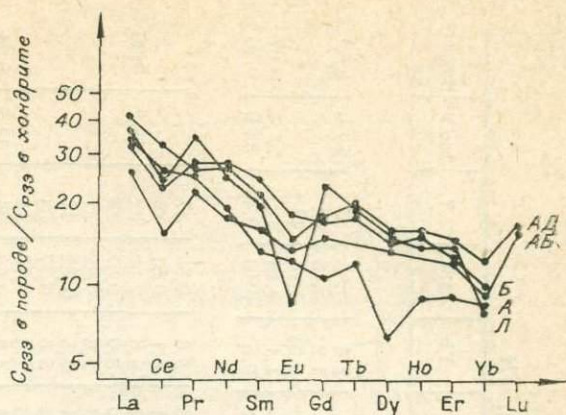
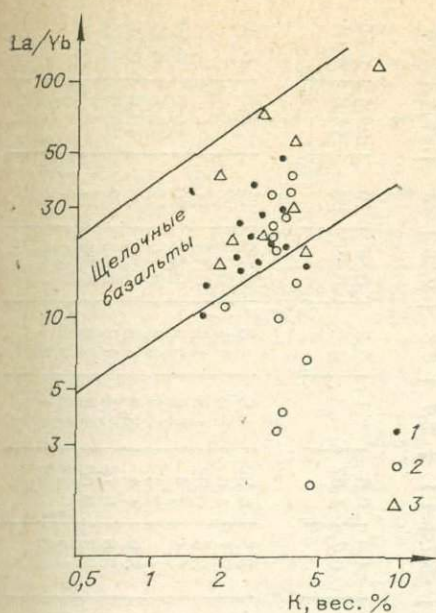


Рис. 3. Диаграмма зависимости $La/Yb - K$ (вес. %) в вулканических породах Монголо-Охотского пояса.

Вулканыты Восточного Забайкалья (1), Становой зоны (2) и Центрального Забайкалья (3) [5].

Рис. 4. Распределение РЗЭ в вулканических породах островных дуг.

А — андезит [14], Б — базальт, АБ — андезитобазальт, АД — андезитодацит, Л — липарит.

Среди исследуемых вулканиитов наиболее высокий уровень содержания РЗЭ отмечается в породах Тулукуевской кальдеры и в отдельных образцах Приаргунья и Шадоронского грабена (см. таблицу). Большинство же образцов вулканических пород Забайкалья и Становика имеет близкие содержания редких земель, сопоставимые с их уровнем в типичных латитовых сериях (например, в кайнозойских латитах Северной Америки) [21]. Общей чертой всех латитовых пород Монголо-Охотского пояса и запада Северной Америки является повышенная концентрация в них легких лантаноидов, в то время как содержание тяжелых в обоих типах пород достаточно близко. В целом по содержанию всех РЗЭ базальты и латиты рассматриваемых районов сходны со щелочными базальтами континентальных рифтовых зон (см. таблицу).

В эффузивных породах отдельных вулканических построек Забайкалья концентрации элементов, как правило, уменьшаются от основных пород к кислым. Исключение составляет Куйтунская кальдера, в пределах которой гранит-порфиры центральной части постройки содержат больше РЗЭ, чем более ранние андезиты. На Становике уровень содержания элементов от андезитов до липаритов меняется незначительно. Некоторое уменьшение содержания свойственно лишь тяжелым лантаноидам.

Особенности распределения редких земель в магматических породах удобно анализировать, используя графики нормированных содержания элементов по отношению к хондритам (рис. 4—9). На всех графиках отчетливо видно закономерное уменьшение содержания элементов в направлении от легких лантаноидов к тяжелым. Наиболее резко это уменьшение концентраций элементов фиксируется в левой части графиков (от La до Eu), а наклон правой ветви несколько выполаживается. Указанная закономерность отличает рассматриваемые эффузивные породы от латитовых серий запада Северной Америки и вулканиитов островных дуг, для которых характерно равномерное уменьшение концентраций во всем спектре РЗЭ.

В отличие от латитов Америки и андезитовых серий островных дуг на всех приведенных диаграммах (см. рис. 4—9) для рассматриваемых вулканических пород характерен в разной степени выраженный европие-

Редкоземельные элементы в вулканических породах Забайкалья и Становика, г/т

Порода	№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	La/Yb	Eu/Eu*
<i>Долгокичинская кальдера</i>																
Шопонит	Д-512	26	65	4,3	22	5,2	1,3	7,0	5,0	1,2	2,6	2,6	0,35	22	10,0	0,69
Трахиандезит	Д-405	33	47	4,9	21	4,7	0,9	4,5	3,0	0,77	1,8	1,3	0,15	14		
»	Д-510	31	45	3,6	17	5,1	0,84	3,6	2,2	0,63	1,3	0,94	0,11	11		
Среднее по трахиандезитам		32	46	4,2	19	4,4	0,9	4,0	2,6	0,70	1,5	1,1	0,13	12	25,4	0,67
Кварцевый порфир	Д-408	11	16	1,5	7,2	1,9	0,16	2,1	1,5	0,43	1,3	0,8	0,10	9,4	33,0	0,26
<i>Тулукцевская кальдера</i>																
Трахиандезит	Ту-533	86	140	16	35	17	1,4	12	9,6	2,0	4,3	4,6	0,50	37		
»	Ту-535	57	97	9	34	8,6	0,85	7,3	5,6	1,4	3,1	4,1	0,51	26		
Среднее по трахиандезитам		72	118	12	34	12,8	1,1	9,6	7,6	1,7	3,7	4,3	0,50	32	16,7	0,30
Стекло с Пл и Би	Ту-435	60	86	0,83	33	7,5	1,3	7,1	6,5	1,5	4,0	3,0	0,37	28		
Стекло с Пл и Би	Ту-528	25	50	3,6	21	5,1	1,4	7,1	5,2	1,2	2,3	1,8	0,29	21		
Стекло с Сан и Кв	Ту-531	53	88	11,0	36	15,0	0,23	12,0	12,0	2,3	6,1	5,5	0,82	47		
Стекло с Сан и Кв	Ту-532	7,4	99	10,5	53	7,9	0,22	8,6	8,1	1,8	4,3	5,6	0,77	38		
Стекло с Пл	Ту-534	43	75	7,7	34	9,8	0,20	13,0	12,0	2,2	5,8	7,3	0,76	44		
Среднее по кислым стеклам		38	80	6,7	35	9,0	0,70	9,6	8,8	1,8	4,5	4,6	0,60	36	11,5	0,24
Липарит	Ту-436	21	23	1,6	7,0	2,9	0,076	4,6	5,7	1,1	3,7	3,3	0,36	23	6,4	0,07
<i>Куйтунская кальдера</i>																
Андезит	Ку-432	47	70	6,8	21	4,9	0,88	5,1	4,0	0,9	2,1	2,3	0,90	19	20,4	0,56
Гранит-порфир	Ку-431	62	91	0,97	40	9,8	0,11	7,8	6,7	1,67	4,3	4,2	0,49	38	14,8	0,04
<i>Эффузивы депрессий Приаргунья</i>																
Базальт	Ар-523	48	85	9,2	35	6,9	1,0	5,7	3,3	0,80	1,6	1,3	0,20	15	36,9	0,49
Трахиандезит	Ар-522	55	86	0,97	38	8,8	0,97	7,1	7,1	1,6	3,3	4,1	0,42	23		
»	Ар-427	58	89	0,85	38	8,4	1,40	6,2	3,6	0,86	1,8	1,6	0,15	17,5		
Среднее по трахиандезитам		56	87	0,91	38	8,6	1,2	6,6	5,4	1,2	2,6	2,8	0,28	20	20,0	0,49
Андезито-базальт	Ар-536	87	114	15	64	17,5	2,4	14	11	2,2	5,4	5,6	0,70	42	15,5	0,47
Стекло с Пл и Би	Ар-537	48	78	7,1	27	7,9	1,0	6,7	5,9	1,4	3,3	4,8	0,55	28	10,0	0,43
Перлит	Ар-515	15	30	2,1	9,5	1,0	0,093	3,6	2,8	0,76	2,4	4,6	0,62	23	3,3	0,14
Трахиллипарит	Ар-414	24	35	2,5	11	2,7	0,09	2,8	2,3	0,60	1,8	2,0	0,18	17		
Липарит	Ар-416	40	51	1,8	19	3,6	0,45	2,8	1,5	0,52	1,2	0,66	0,08	7,7		
»	Ар-541	33	40	4,1	18	4,0	0,74	4,3	3,8	0,86	2,1	2,7	0,35	17,5		
Среднее по липаритам		32	42	2,8	16	3,4	0,43	3,3	2,5	0,66	1,7	1,8	0,20	14,1	2,0	0,40
Гранит-порфир	Ар-520	19	46	3,4	12	3,9	0,33	5,0	4,4	1,20	3,4	4,8	0,66	25	4,0	0,24
<i>Эффузивы Шадоронского грабена</i>																
Трахиандезито-базальт	Шд-461	94	160	16	62	8,5	1,7	9,4	4,8	1,0	2,3	2,0	0,96	25	47,0	0,61
Трахиандезит	Шд-457	40	70	6,4	26	5,9	1,2	5,6	3,7	0,96	1,9	1,5	0,20	17		
»	Шд-459	31	54	5,0	15	2,4	0,69	3,6	2,3	0,52	1,0	1,0	0,13	9,8		
»	Шд-465	33	56	5,8	20	4,6	0,8	3,4	2,2	0,58	1,1	1,2	0,16	12		
Среднее по трахиандезитам		35	60	5,7	20	4,3	0,9	4,2	2,7	0,69	1,3	1,2	0,16	12,9	29,2	0,67
Гравосенит	Шд-464	21	32	2,6	11	2,2	0,65	2,5	1,8	0,49	0,9	0,96	0,12	7,5	21,9	0,88
Перлит	Шд-469	85	150	16	52	10	0,32	12	8,5	2,0	4,0	4,2	0,58	40	20,2	0,09
Кварцевый порфир	Шд-470	30	59	6,2	25	5,9	0,17	3,3	2,1	0,47	0,8	0,61	0,10	9,4		
»	Шд-471	31	58	6,2	27	8,3	0,26	4,5	3,4	0,69	1,1	1,6	0,19	15		
Среднее по кварцевым порфирам		30	59	6,2	26	7,1	0,21	3,9	2,7	0,58	0,9	1,1	0,14	12,2	27,3	0,12
<i>Эффузивы Становика</i>																
Трахиандезит	Ст-173/1	34	57	5,8	23	6,4	1,2	5,1	3,8	0,85	1,9	1,9	0,25	20		
»	Ст-173/3	36	64	5,9	26	6,1	1,0	5,7	4,4	1,05	2,0	2,2	0,28	19		
»	Ст-139/1	30	48	4,6	19	4,5	0,85	3,4	3,0	0,72	1,6	1,8	0,19	15		
»	Ст-106/6	40	65	6,5	29	6,5	1,0	4,0	3,6	0,67	1,8	1,8	0,25	15		
Среднее по трахиандезитам		35	58	5,7	24	5,9	1,0	4,6	3,7	0,82	1,8	1,9	0,24	17	18,4	0,59
Трахидациит	Ст-139/3	38	62	5,7	23	4,9	0,72	3,6	2,5	0,62	1,7	1,2	0,20	16		
»	Ст-81/5	38	58	5,6	23	4,7	0,74	3,4	2,0	0,55	1,8	1,2	0,20	16		
»	Ст-167/3	38	57	5,5	23	5,1	0,87	3,2	2,3	0,62	1,7	1,6	0,23	15		
»	Ст-170/10	38	57	5,8	22	4,9	0,84	4,1	2,9	0,71	2,2	1,6	0,25	17		
Среднее по трахидациитам		38	58	5,6	23	4,9	0,79	3,6	3,4	0,62	1,8	1,4	0,22	16	27,1	0,63
Флюид-порфир	Ст-174/2	25	51	5,3	22	5,2	0,7	3,4	2,9	0,6	1,8	1,6	0,3	16	15,6	0,50
Липарит	Ст-81/6	34	47	3,9	13,0	2,6	0,56	2,4	1,7	0,45	0,8	1,10	0,13	9,3		
»	Ст-93/8	34	38	3,0	8,7	1,2	0,30	1,9	1,1	0,27	0,5	0,76	0,17	5,1		
»	Ст-83/11	32	38	3,2	9,4	1,8	0,44	2,0	1,1	0,40	0,6	0,82	0,16	6,1		
Среднее по липаритам		33	41	3,4	10,4	1,9	0,43	2,1	1,3	0,37	0,6	0,89	0,15	6,8	37,1	0,68

Примечание. Вкрапленники минералов в стеклах: Пл — плагиоклаз, Сан — сапидин, Кв — кварц, Би — биотит; $Eu/Eu^* = C_{Eu} / 0,5 (C_{Sm} + C_{Gd})$, где C_{Eu} , C_{Sm} , C_{Gd} — нормированные концентрации элементов.

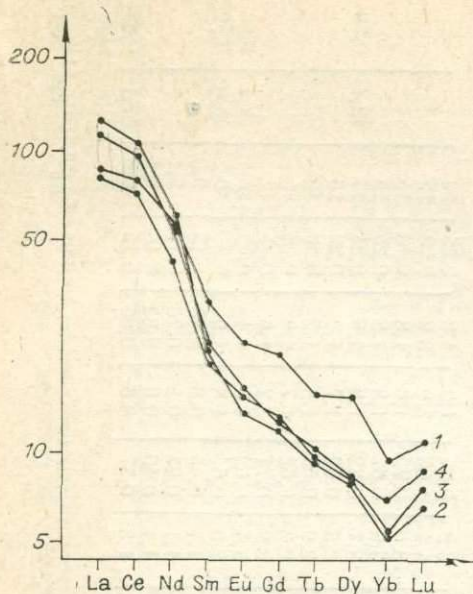


Рис. 5. Распределение РЗЭ в кайнозойских латитах Северной Америки. 1 — латит; 2 — риолит; 3 — кварцевый латит; 4 — монзонит.

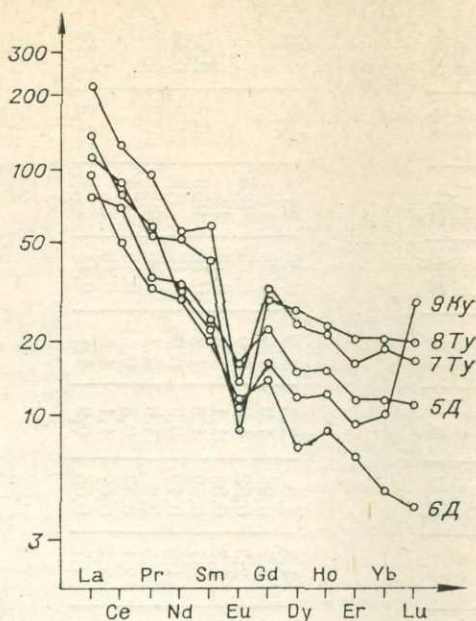


Рис. 6. Распределение РЗЭ в вулканических породах Долгокычинской (Д), Куйтунской (Ку) и Тулукуевской (Ту) кальдер Восточного Забайкалья. 5 — шононит, 6, 7 — трахиандезит, 8 — дацит и трахидацит, 9 — андезит.

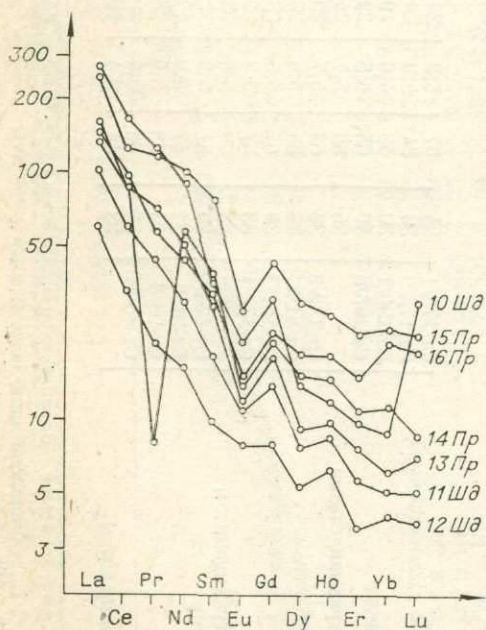


Рис. 7. Распределение РЗЭ в вулканических породах прогибов Приаргунья (Пр) и Шадоронского грабена (Шд) Восточного Забайкалья. 10 — трахиандезито-базальт; 11 — трахиандезит; 12 — граносиенит-порфир; 13, 14 — андезито-базальт; 15 — трахиандезит; 16 — трахидацит.

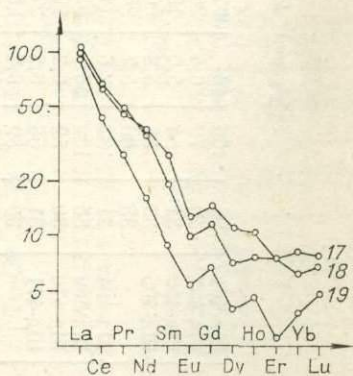
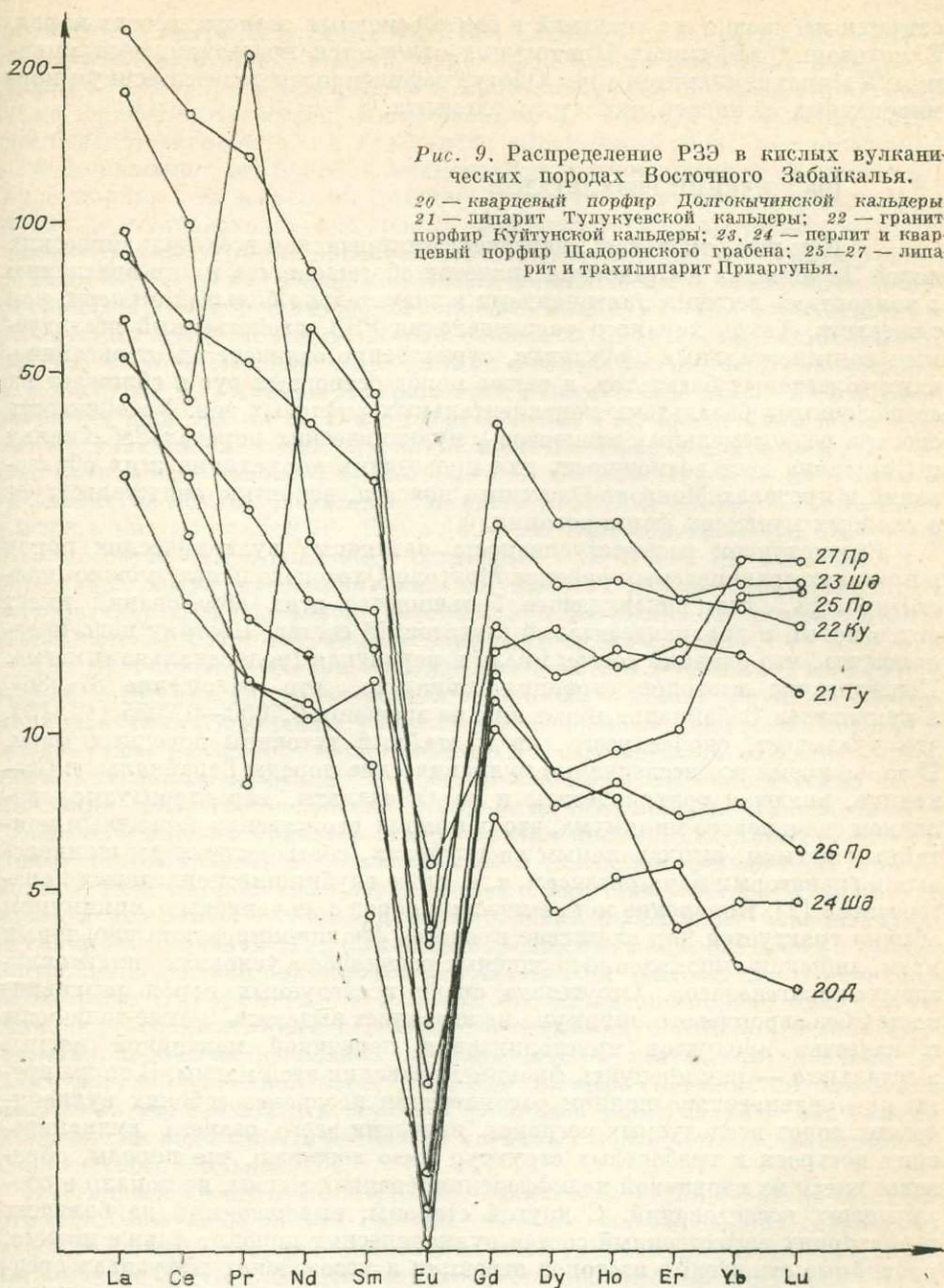


Рис. 8. Распределение РЗЭ в вулканических породах Становой зоны. 17 — трахиандезит; 18 — трахидацит; 19 — липарит.



вый минимум. Величина его минимальна в вулканитах Становика по сравнению с породами Забайкалья. В Забайкалье в андезитовых разностях пород величина европиевого минимума растет от эффузивов, развитых в пределах Шадоронского грабена, к породам вулканических построек Приаргунья. Наибольшие значения минимума ($Eu/Eu^* = 0,24 - 0,30$) характерны для трахиандезитов и дацитов Тулукуевской кальдеры. Особенно высокие значения европиевого минимума свойственны кислым вулканическим породам Забайкалья ($Eu/Eu^* = 0,07 - 0,25$), в то время как величина европиевого минимума в липаритах Становика ($Eu/Eu^* = 0,68$)

остаётся на уровне его значений в более основных разновидностях пород. В некоторых эффузивах Приаргунья отмечается празеодимиевый минимум, а в трахиандезитах горы Оботуй зафиксирован даже максимум нормированных концентраций этого элемента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как уже отмечалось, характерным признаком всех вулканических пород Забайкалья и Становика является обогащённость их по сравнению с хондритами легкими лантаноидами в значительно большей степени, чем тяжёлыми. Такой характер распределения РЗЭ, свойственный исследуемым континентальным эффузивам, существенно отличает их от океанических толеитовых базальтов, а также пород островных дуг и сближает их со щелочными базальтами континентальных рифтовых зон. Устойчивость спектра редкоземельных элементов в вулканических породах Забайкалья и Становика даёт возможность для проведения корреляции этих образований в пределах Монголо-Охотского пояса и, вероятно, свидетельствует о сходных путях их формирования.

Рассматривая распространённость различных вулканических пород в пределах сравниваемых районов Монголо-Охотского пояса, можно констатировать, что подавляющее большинство этих образований имеет андезитовый и трахиандезитовый (латитовый) состав. Поэтому надо предположить, что близкий состав имела и первичная (родоначальная) магма. Исследование изотопов стронция показало, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканиках Забайкалья имеет низкие значения 0,7050—0,7055 [12, 13], что указывает, скорее всего, на мантийный источник исходных магм. В то же время все исследуемые вулканические породы Забайкалья и Становика, включая трахиандезиты и трахибазальты, характеризуются наличием европиевого минимума, что обычно не свойственно первичным мантийным магмам, выплавляемым на глубинах, соответствующим шпинелевым и гранатовым парагенезисам, т. е. ниже глубин плагиоклазовых парагенезисов [2]. Появление магматических пород с европиевым минимумом обычно трактуется как следствие процесса фракционирования первичных магм, либо как выплавление первичных расплавов в условиях плагиоклазовых парагенезисов. Отсутствие среди исследуемых пород разновидностей без европиевого минимума не позволяет выделить какие-то породы в качестве продуктов кристаллизации первичной мантийной магмы, а остальные — как продукты фракционирования этой магмы. В то же время при сравнительно полном рассмотрении позднемезозойских вулканических пород исследуемых регионов, изучении всего разреза вулканических построек и грабеновых структур мало вероятно, что породы, образовавшиеся из первичной недифференцированной магмы, не попали в сферу наших исследований. С другой стороны, выдержанный на больших территориях вещественный состав вулканических пород, а также низкие, мантийные отношения изотопов стронция в мезозойских эффузивах среднего состава Монголо-Охотского пояса не позволяют допустить их чисто коровое происхождение. Поэтому нам представляется более приемлемой двухстадийная модель образования родоначальной латитовой магмы.

В мантии на уровнях, соответствующих гранатовым парагенезисам, происходит выплавление щелочно-базальтовой магмы. В этих условиях в субсолидусе, как показывают опыты Д. Грина и А. Рингвуда [3], может находиться гранат, который, как известно [21], резко обогащается тяжёлыми лантаноидами. Отсюда понятна возможность обогащения выплавившихся расплавов легкими РЗЭ и соответственно расположение на графике La/Yb — K андезито-базальтов и латитов Монголо-Охотского пояса в поле щелочных базальтов (см. рис. 3). При подъёме щелочно-базальто-

вой магмы в континентальную кору под влиянием температурного поля, создаваемого мантийной магмой, будет происходить плавление вещества коры, причем будут выщавляться в первую очередь легкоплавкие расплавы гранитного состава. Как показали Л. Янкер и Т. Фогель [20], тело базальтового состава с начальной температурой 1400° и мощностью 2 км выщавляет из пород континентальной коры гранитный расплав на расстоянии 2 км в стороны от обоих контактов. Так как плавление вещества коры происходит в условиях плагиоклазовых парагенезисов, коровые магмы могут иметь европиевый минимум, особенно в случае нахождения плагиоклаза в субсолидусе. Не случайно, очевидно, что практически все гранитоидные породы имеют европиевый минимум [15]. Обогащенность исследуемых пород Монголо-Охотского пояса легкими лантаноидами сближает их, с одной стороны, с продуктами щелочно-базальтового магматизма, а с другой — устойчивый европиевый минимум объединяет их с образованиями коровых магм. Такое распределение РЗЭ может быть обусловлено механизмом смешения глубинной щелочно-базальтовой магмы с кислыми расплавами корового происхождения. Высокие содержания в латитах элементов группы железа, в частности никеля и хрома, которые находятся в них на уровне 70—230 и 160—460 г/т соответственно, что значительно выше, чем в андезитах островных дуг (Ni — 18, Cr — 56 г/т [14]), также могут свидетельствовать об участии в их происхождении щелочно-базальтовых расплавов, которые, как известно, характеризуются весьма высокими концентрациями элементов группы железа.

Гипотезу происхождения магм среднего состава (андезитов, трахиандезитов, латитов) в континентальных орогенных поясах в результате смешения мантийных и коровых расплавов поддерживают многие исследователи на основе детального геологического и геохимического изучения вулканических образований этих поясов. В частности, петрологические исследования ряда кайнозойских вулканических центров Калифорнии (США) показали, что характер переслаивания кислых, дацитовых и андезитовых потоков лавы, а также наличие в лавах контрастных по отношению к ним шпиров указывают, что механизм смешения магм разного состава играл важную роль при формировании пород известково-щелочной серии этого района [17]. Детальные геохимические исследования вулканитов кайнозойской андезитовой формации Анд привели Дж. Клеркха с соавторами [19] к выводу, что магмы, формирующие породы этой формации, образовались также в результате смешения мантийной базальтовой магмы и кислых расплавов, образующихся в результате плавления сиалических пород земной коры. Вероятно, процесс смешения глубинных базальтовых магм и кислых коровых расплавов имеет большое значение в образовании андезитовых расплавов активных континентальных окраин Тихоокеанского кольца [18].

Имеющиеся среди мезозойских вулканических серий Монголо-Охотского пояса эффузивы кислого состава, очевидно, формировались главным образом в результате фракционирования магм трахиандезитового (латитового) состава. Об этом свидетельствуют часто проявляемая калиевая специфика кислых вулканитов и четкие европиевые минимумы, которые в них значительно более глубокие, чем в породах основного и среднего состава (см. рис. 9). Нам представляется, что фракционирование происходило как при участии плагиоклаза, так и амфибола, т. е. минералов, у которых коэффициенты распределения европия выше 1. Не исключена также роль в этих процессах сфена, потому что, как показали исследования по гранитоидам Монголо-Охотского пояса [6], сфены существенно обогащены легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми. Участие вышеуказанных минералов в процессах фракционирования могло обусловить наблюдаемые уменьшения количества всех РЗЭ и уменьшение величины La/Yb в эффузивах кис-

лого состава по сравнению с генетически связанными с ними андезитами и латитами [1].

Обратная закономерность (обогащенность редкими землями гранит-порфиров по сравнению с трахиандезитами) устанавливается для Куйтунской кальдеры Приаргунья. Такая картина распределения РЗЭ, учитывающая близкий петрохимический и минеральный состав магматических пород Куйтунской кальдеры с образованиями других вулканических построек Забайкалья, объясняется, на наш взгляд, независимым происхождением гранит-порфиров центра вулканической постройки от более распространенных в периферической зоне кальдеры вулкаников среднего состава, что находит свое подтверждение и в особенностях распределения в породах Куйтунской кальдеры других редких элементов (Rb, Be, Ba, Sr, Sn и др.). Указанные гранит-порфиры являются типичными представителями плюмазитовых редкометальных лейкогранитов и их следует рассматривать среди интрузивных образований кукульбейского интрузивного комплекса.

ВЫВОДЫ

1. В результате проведенных исследований в позднемезозойских вулканических породах Восточного Забайкалья и Становика определен уровень средних содержаний РЗЭ.

2. Все исследуемые вулканические породы Монголо-Охотского пояса имеют близкий спектр РЗЭ, характерной особенностью которого является обогащение вулкаников легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми. Трахиандезиты и латиты Восточного Забайкалья и Становика имеют несколько отличный график нормированных концентраций по сравнению с андезитами островных дуг.

3. Все исследуемые породы характеризуются четким европиевым минимумом, величина которого имеет наибольшее значение в кислых эффузивах. Это отличает латиты Монголо-Охотского пояса от латитов запада Северной Америки, которые, очевидно, являются продуктами первичной недифференцированной мантийной магмы.

4. Закономерности распределения редких земель в средних по составу вулканических породах Монголо-Охотского пояса, пользующихся наибольшим распространением среди вулканических образований региона, объяснимы с позиций образования родоначальной магмы путем смешения мантийной щелочно-базальтовой магмы и выплавляемых под ее воздействием более кислых коровых расплавов. На распределение РЗЭ в кислых эффузивах существенное влияние оказывают процессы фракционной кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В. С., Гайворонский Б. А., Сапожников В. П., Лызин А. В., Рыжиков В. И., Баумштейн В. И. Вулкано-плутонический магматизм и рудоносность Долгокычинской кольцевой структуры. — Геол. и геофиз., 1980, № 7, с. 52—61.
2. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
3. Грин Д. Х., Рингвуд Н. Э. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 335 с.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
5. Зубков В. С. Геохимия и петрология латитовой серии Центрального Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1979. 25 с.
6. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Смирнова Е. В., Балашов Ю. А. Об индикаторной роли европия в акцессорных минералах гранитоидов. — Геохимия, 1979, № 6, с. 1289—1306.
7. Кузьмин М. И., Антипин В. С. Геохимическое сопоставление мезозойских вулканических пород Монголо-Охотского пояса с вулканиками Тихоокеанских окраин XIV Тихоокеанский конгресс. Секция В VI, М., 1979, с. 26—28.

8. Кузьмин М. И., Крылова Л. М. Мезозойские вулканические породы г. Тинтур (Становой хребет).— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977, с. 66—70.
9. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островных дуг. М.: Мир, 1970, с. 249—262.
10. Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. Генезис кислых лав.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1975, № 1, с. 3—24.
11. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
12. Таусон Л. В., Захаров М. П. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья.— Геохимия, 1974, № 3, с. 380—391.
13. Таусон Л. В., Сандмирова Г. П., Плюснин Г. С., Смирнова В. Н., Зубков В. С. Изотопный состав стронция в эффузивах Центрального Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1975 Сибгеохп, Иркутск, 1976, с. 178—182.
14. Тейлор С. Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с. 16—39.
15. Хэскин Л. А., Фрэй Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968, 186 с.
16. Шталь Н. В. Петрохимические особенности верхнемезозойских вулканогенных формаций Восточного Забайкалья.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 172—183.
17. Eichelberger J. C. Origin of andesite and dacite: Evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, N 10, p. 1381—1391.
18. Nietanen Anna. Origin of andesitic and granitic magmas in the northern Sierra Nevada California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 6, p. 2111—2118.
19. Klerkx J., Deutsch S., Pichler H., Zell W. Strontium isotopic composition and trace element data bearing rocks of the central and southern Andes.— Journ. of Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, v. 2, N 1, p. 49—71.
20. Younker Lelund W., Vogel Thomas A. Plutonism and plate dynamics: the origin of Circum Pacific batholiths.— Can. Miner., 1976, v. 14, N 3, p. 238—244.
21. Zielinski R. A., Lipman P. W. Trace-element variations at Summer Coon volcano, San Juan Mountains, Colorado and the origin of continental interior andesite.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, v. 87, N 10, p. 1477—1485.

М. И. Кузьмин, В. В. Конусова

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ
ХАН-ТАЙШИРСКОГО КОМПЛЕКСА
(Западная Монголия)**

Строение офиолитовых комплексов и особенности состава слагающих их пород позволяют большинству исследователей рассматривать эти образования в качестве древней океанической коры [3, 5, 6]. Изучение офиолитов дает ключ к пониманию особенностей формирования пород океанического дна. Это очень важно в связи с тем, что современные океанические породы скрыты от нас водными пространствами, а древние океанические образования в большинстве своем погружены в зоны субдукции и сохранились только в виде сравнительно небольших офиолитовых комплексов на континентах. Изучение особенностей генезиса, эволюции первичных магм и сравнение древних океанических пород с их современными аналогами невозможно без проведения комплексных геохимических исследований, среди которых важную роль играют данные по геохимии редкоземельных элементов, которые являются хорошими геохимическими индикаторами природных процессов [1].

Хан-тайширский офиолитовый комплекс, изучавшийся нами совместно с Л. П. Зоненшайфом, О. Томур-Того и другими, характеризуется типич-

ным трехчленным разрезом. В породах комплекса исследовалось распределение петрогенных и редких элементов [3], а также изотопов стронция [7]. В настоящем сообщении рассмотрено распределение в породах этого комплекса редкоземельных элементов.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХАН-ТАЙШИРСКОГО КОМПЛЕКСА

Хан-тайширский офиолитовый комплекс залегает в складчатых структурах ранних каледонид Западной Монголии и состоит из нескольких горизонтов или крупных «слоев». Основание комплекса слагают гипербазиты, представленные аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, обычно в значительной степени деформированными, что не характерно для более верхних горизонтов комплекса. Мощность гипербазитов не менее 5 км.

Выше гипербазитов расположены расслоенная серия пород, в основании которой отмечаются гарцбургиты, верлиты и пироксениты, а верхняя часть сложена пироксеновыми габбро. Все породы серии связаны друг с другом постепенными переходами. В верхах габбро появляются многочисленные дайки диабазов, которые затем переходят в самостоятельный стратиграфический горизонт, сложенный почти на 100% сильно сближенными субпараллельными дайками диабазов. Междайковые породы, отмечаемые в очень небольшом количестве, представлены междайковым амфиболовым габбро, катаклазированными диабазами, пироксенитами и серпентинитами. Отдельные ксенолиты серпентинитов отмечаются и в дайках, что может свидетельствовать о том, что магматический очаг залегал в мантии, и его кровлей служили породы ультраосновного состава. Дайки через зону эруптивных брекчий переходят в толщу подушечных лав. Состав даек и лав очень близок, и они отвечают кварцевым толеитам с содержанием кремнезема в среднем 54—55% и очень низкими концентрациями калия (0,1%) и титана (0,2—0,3%).

Разрез офиолитового комплекса венчается осадочными породами, представленными кремнистыми сланцами, яшмами, перекрытыми рифовыми археоциатовыми известняками нижнего кембрия.

Как было выяснено ранее [3, 7] на основании детального рассмотрения геологических и геохимических данных, гипербазиты низов разреза генетически не связаны с другими членами офиолитового комплекса. Скорее всего, они могут рассматриваться в качестве «фундамента», на котором последовательно формировались остальные «слои» офиолитового разреза. Среди магматических пород хан-тайширского офиолитового комплекса выделяются две группы пород: первая объединяет интрузивные породы — гарцбургиты, верлиты, пироксениты, пироксеновое габбро, междайковое амфиболовое габбро; вторая — базальтовая группа — включает в себя дайки и лавы. Тесная геологическая связь двух групп пород, в частности приуроченность дайковой серии к габбро, а также низкая калиево-титанистость пород, закономерное изменение всех геохимических параметров от нижних горизонтов к верхним позволяют рассматривать все породы хан-тайширского комплекса, за исключением гипербазитов, как производные единой кварц-толеитовой магмы. Предполагается, что ведущим процессом при формировании интрузивных пород была гравитационная дифференциация, которая протекала в закрытой системе, а затем, с раскрытием магматического очага, происходит формирование пород базальтовой группы. Изотопные исследования подтвердили мантийный генезис первичной кварц-толеитовой магмы.

По набору пород и особенностям их состава (низкие концентрации К, Ti и литофильных редких элементов, повышение содержания в породах,

особенно в дайках и лавах, кремнезема) офиолиты хан-тайширского комплекса близки к офиолитам тродосского комплекса на Кипре [4,9]. Предполагается, что становление пород обоих комплексов происходило в сходных геодинамических условиях, отличающихся от условий существующих в системах срединно-океанических хребтов, так как состав пород этих комплексов отличается от состава пород, поднятых со срединно-океанических хребтов современных океанов.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ ХАН-ТАЙШИРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Анализы на РЗЭ выполнены спектральным методом с предварительным химическим обогащением, подробное описание которого дано в статье Е. В. Смирновой и В. В. Конусовой настоящего сборника. Анализы хан-тайширских пород проводились из пятиграммовой навески, что обеспечило предел обнаружения большинства элементов 0,1—0,01 г/т.

Результаты анализов магматических пород хан-тайширского комплекса показаны в таблице. В связи с тем, что содержания элементов в индивидуальных пробах внутри каждой разновидности близки, мы сочли возможным привести средние содержания РЗЭ по каждому типу пород комплекса. Рассматривается распределение редкоземельных элементов только в магматических породах от пироксенитов до подушечных лав, которые являются, как отмечалось выше, производными единой кварц-толеитовой магмы. Содержания РЗЭ в родоначальной магме хан-тайширского комплекса рассчитаны по содержаниям элементов в породах — продуктах дифференциации этой магмы. При расчете, как это делалось и для других элементов [3], принималось, что объем магматических пород пропорционален их мощности в разрезе комплекса.

Среди интрузивных магматических пород хан-тайширского комплекса наименьшие концентрации редкоземельных элементов отмечаются в пироксенитах, являющихся ранними кумулятивными породами родоначаль-

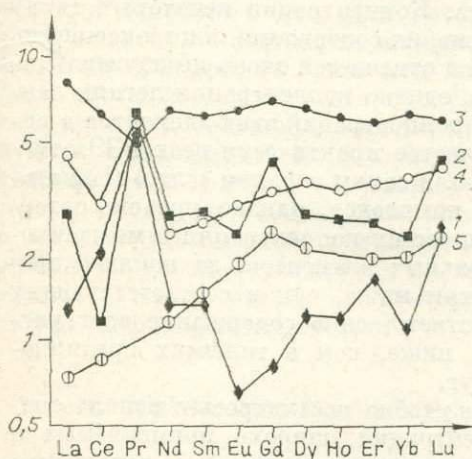


Рис. 1. Нормированные содержания РЗЭ в интрузивных породах.

Хан-тайширский офиолитовый комплекс: 1 — пироксениты, 2 — пироксеновое габбро, 3 — междайковое габбро, 4 — родоначальная магма, 5 — габбро тродосского офиолитового комплекса.

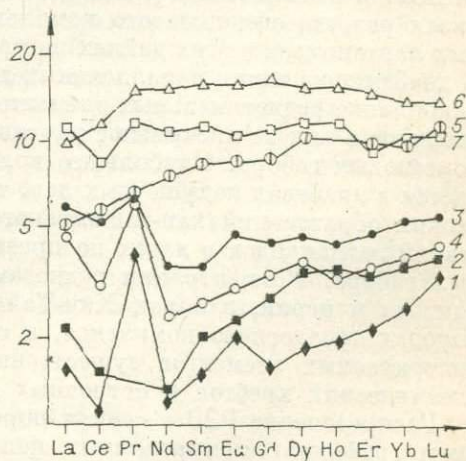


Рис. 2. Нормированные содержания РЗЭ в диабазовых породах.

Хан-тайширский офиолитовый комплекс: 1 — дайки в пироксеновом габбро, 2 — пачки параллельных даек, 3 — подушечные лавы, 4 — родоначальная магма; 5 — подушечные лавы тродосского офиолитового комплекса; 6 — базальты срединно-океанических хребтов; 7 — толеитовые базальты островных дуг.

Средние содержания РЗЭ в породах хан-тайширского и

Комплекс	Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm
Хан-тайширский	Пироксениты	0,45	1,95	0,7	0,87	0,30
	Пироксеновые габбро	0,97	2,03	0,8	1,85	0,65
	Междайковые габбро	2,75	5,95	0,65	4,4	1,35
	Дайки в габбро	0,54	1,00	0,5	0,79	0,35
	Пачки параллельных даек	0,73	1,40	—	0,80	0,45
	Подушечные лавы	2,0	4,8	0,77	2,36	0,80
	Родоначальные магмы	1,54	2,83	0,74	1,59	0,6
Троодоский	Габбро [9]	0,254	0,80	—	0,77	0,328
	Подушечные лавы [9]	1,76	5,40	—	4,92	1,88
	Базальты срединно-океанических хребтов [1]	3,36	10,3	1,87	9,87	3,49
	Толитовые базальты островных дуг [1]	3,74	7,72	1,44	6,92	2,40

Примечание. $Eu/Eu^* = C_{Eu} / 0,5(C_{Sm} + C_{Gd})$, где C_{Eu} , C_{Sm} , C_{Gd} — нормированные

концентрации элементов. ной магмы. Практически все исследуемые элементы испытывают существенное увеличение в ряду пироксениты — пироксеновое габбро — междайковое габбро. Междайковые габбро — наиболее апикальные, наиболее поздние образования магматического очага — обогащены по сравнению с пироксенитами европием и тяжелыми лантаноидами в несколько большей степени, чем легкими. Как видно из таблицы, в габбро троодоского комплекса концентрация большинства редкоземельных элементов промежуточная между таковой в пироксенитах и пироксеновых габбро хан-тайширского комплекса.

По характеру изменения концентраций РЗЭ диабазовые породы хан-тайширского комплекса образуют свой ряд (дайки в габбро, пластинчатые субпараллельные дайки, подушечные лавы), который несколько отличается от ряда интрузивных пород. Наименьшие количества редкоземельных элементов отмечаются в дайках, секущих габбро, т. е. расположенных в низах разреза офиолитового комплекса. Концентрации некоторых тяжелых лантаноидов в этих дайках на уровне их содержаний в пироксенитах. В диабазах из пачки параллельных даек отмечается очень незначительное накопление редкоземельных элементов, однако концентрации легких лантаноидов в них не превышают уровень концентраций этих элементов в пироксеновых габбро. Наибольшее количество практически всех РЗЭ отмечается в диабазах подушечных лав, т. е. в самом верхнем «слое» магматических образований хан-тайширского комплекса, однако уровень содержаний лантаноидов в лавах не превышает их концентраций в междайковых габбро. Концентрации редкоземельных элементов, за исключением лантана и церия, в лавах Хан-Тайшири ниже, чем в соответствующих породах троодоского комплекса, а соответственно содержание всех рассматриваемых элементов существенно ниже, чем в толитах срединно-океанических хребтов и островных дуг.

Распределение РЗЭ в сериях пород удобно рассмотреть с использованием графиков нормированных концентраций, широко применяемых в геохимической литературе [1, 8]. Нормировка проводилась по отношению к хондритам, средние содержания по которым приведены Ю. А. Балашовым [1]. Графики нормированных концентраций (рис. 1 и 2) наиболее наглядно показывают особенности распределения РЗЭ в породах хан-тайширского офиолитового комплекса. На графиках четко выделяются два ряда магматических пород, характеризующихся закономерным увеличением содержаний редких земель: 1) пироксениты — пироксеновое

троодоского офиолитового комплексов

Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	Eu/Eu*	n
0,055	0,26	0,44	0,10	0,41	0,25	0,09	1,62	0,69	2
0,20	1,43	1,00	0,22	0,63	0,55	0,145	3,58	0,65	3
0,53	2,2	2,3	0,48	1,4	1,4	0,21	11,0	0,98	2
0,17	0,5	0,66	0,16	0,53	0,62	0,13	4,32	1,30	2
0,19	0,87	1,20	0,28	0,80	0,87	0,14	6,30	0,96	1
0,40	1,40	1,65	0,34	1,14	1,20	0,19	9,21	1,20	4
0,25	1,07	1,24	0,27	0,85	0,86	0,15	6,37	0,99	
0,161	0,76	0,73	—	0,48	0,47	0,09	—	1,00	4
0,70	2,70	3,53	—	2,29	2,27	0,396	—	0,995	4
1,29	5,05	5,22	1,24	3,48	3,20	0,49	31,7	0,98	64
0,845	3,31	3,78	0,91	2,21	2,31	0,36	—	0,96	

концентрации элементов.

габбро — междайковое габбро; 2) дайки в пироксеновом габбро — пачка параллельных даек — подушечные лавы.

Все породы хан-тайширского офиолитового комплекса характеризуются некоторым уменьшением нормированных концентраций легких лантаноидов, которое отмечается у большинства пород вплоть до Nd, у пироксенитов до Eu, а у диабазов подушечных лав только до Ce. Далее, всем породам, кроме габбро, как пироксенового, так и междайкового, свойствен рост нормированных концентраций по мере увеличения атомного номера редкоземельного элемента. Эта особенность рассматриваемых пород сближает их с образованиями троодоского офиолитового комплекса, для которых характерно увеличение нормированных концентраций от легких лантаноидов к тяжелым (см. рис. 1 и 2). Такой характер графиков нормированных концентраций пород хан-тайширского и троодоского комплексов отличает их от толитовых базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг, для которых характерны примерно равные нормированные концентрации многих РЗЭ. Большинство магматических пород Хан-Тайшири, особенно подушечные лавы, по наличию цериевого минимума можно сопоставлять с толитовыми базальтами островных дуг. Почти все рассматриваемые породы, кроме междайковых габбро, характеризуются празеодимиевым максимумом, который отмечается даже для редкоземельного состава хан-тайширской магмы. Касаясь европиевых минимумов, следует отметить, что они свойственны только ранним породам, пироксенитам и пироксеновому габбро, в то время как и в междайковом габбро и во всех диабазовых разностях пород комплекса европиевый минимум не наблюдается, а в некоторых диабазах появляется даже небольшой европиевый максимум.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Все породы хан-тайширского офиолитового комплекса зеленокаменно изменены, поэтому первичные распределения элементов в них могут быть нарушены последующими процессами. Однако закономерное изменение состава пород, концентраций редких элементов [3], в том числе и редкоземельных элементов, от ранних образований к поздним и в зависимости от условий эволюции первичной магмы дают возможность предполагать, что вторичные процессы полностью не исказили первичную кар-

тину распределения элементов, а сам метаморфизм проходил главным образом изохимически.

Низкие концентрации всех редкоземельных элементов, свойственные породам хан-тайширского офиолитового комплекса, наличие празеодимиевых максимумов, а также общее сходство графиков нормированных концентраций свидетельствует о генетическом родстве всех рассматриваемых магматических пород комплекса. Отсутствие европиевого минимума у родоначальной хан-тайширской магмы может указывать наряду с другими геохимическими и геологическими наблюдениями о ее первичном, мантийном генезисе, так как именно отсутствие европиевого минимума — характерная черта всех мантийных магм [1].

Образование толеитовых расплавов с нормативным кварцем, как отмечают Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд [2], происходит в процессе частичного плавления пиролита при малых давлениях, соответствующих глубинам 0—15 км, при которых оливин остается в качестве фазы солидуса. В этих условиях, как следует из экспериментальных данных указанных исследователей, в субсолидусе скорее появляется моноклинный пироксен и плагиоклаз, чем ромбический пироксен, т. е. последний является одним из первых минералов, переходящих в расплав. В то же время ромбический пироксен — один из немногих мантийных минералов, в значительной степени обогащенных тяжелыми лантаноидами по сравнению с легкими, как это следует из коэффициентов распределения РЗЭ между минералами и базальтовым расплавом [8, 10]. Некоторое обогащение первичной магмы легкими лантаноидами (La и Ce) может быть связано с переходом в расплав плагиоклаза, в то время как оливин остается в качестве минерала солидуса. Именно легкие лантаноиды содержатся в плагиоклазах в несколько повышенных количествах, а оливины обогащены тяжелыми [8]. Таким образом, данные по редкоземельным элементам показывают возможность образования первичной магмы хан-тайширского офиолитового комплекса при частичном плавлении вещества мантии на небольших глубинах.

Фиксация в одних породах (пироксениты, пироксеновое габбро) европиевого минимума и отсутствие его в других или наличие даже небольшого максимума европия в некоторых разновидностях диабазов (см. рис. 2) могут свидетельствовать, что фракционирование плагиоклаза являлось одним из ведущих процессов при формировании пород хан-тайширского комплекса, так как европий единственный из редкоземельных элементов, у которого коэффициент распределения при кристаллизации плагиоклазов существенно отличается в большую сторону от коэффициентов распределения других лантаноидов [1, 8]. Так как при кристаллизации магматического расплава ведущим был процесс гравитационной кристаллизации [3], при котором низы магматической камеры обогащались моноклинным пироксеном, в то время как плагиоклаз обогащал апикальные и более поздние магматические расплавы, понятно, что породы комплекса должны иметь различный уровень содержания европия, а, кроме того, в одних разновидностях, ранних кумулятах, должен фиксироваться европиевый минимум, в других, поздних образованиях, может наблюдаться максимум содержания этого элемента. Как мы видим, картина распределения европия подтверждает предполагаемую модель формирования пород комплекса хр. Хан-Тайшири [3].

Особо следует отметить уровень содержания РЗЭ в диабазах, который колеблется в зависимости от геологического положения пород. Наименьшие содержания отмечаются в диабазах из даек в габбро, величины которых имеют промежуточное значение между пироксенитами и пироксеновым габбро. Это указывает на то, что диабазы начинают формироваться в различных частях магматического очага, в том числе и на нижних уровнях. Этот факт хорошо подтверждается геологическими наблюдениями. Например, полевые исследования 1979 г. показали, что диабазы даек

часто имеют постепенные переходы к пироксеновым габбро, в котором они, как правило, зарождаются, а, кроме того, отдельные дайки диабазов отмечаются и среди пироксенитов. Характер изменения концентраций РЗЭ в диабазах показывает, что в процессе формирования последних продолжалась эволюция магматического очага, а также на непосредственную генетическую связь всех диабазовых разновидностей пород.

Низкий уровень концентраций РЗЭ в магматических породах хан-тайширского офиолитового комплекса и необычный по сравнению с океаническими базальтами график распределения нормированных концентраций показывают, что условия формирования магматических пород рассматриваемого комплекса отличались от геодинамических условий, свойственных срединно-океаническим хребтам. Этот вывод согласуется с данными, полученными по распределению других редких элементов, а также с особенностями состава рассматриваемых пород [3]. Наличие цериевого минимума, который свойствен также и толеитам островных дуг, может указывать на то, что породы хан-тайширского комплекса могли формироваться в определенных структурах островных дуг, в частности в окраинных морях. Отсутствие данных по характеру распределения редкоземельных элементов в базальтах современных окраин морей не позволяет окончательно решить вопрос о геодинамической обстановке формирования офиолитов хр. Хан-Тайшири.

ВЫВОДЫ

1. Низкие уровни содержаний РЗЭ и характер спектра нормированных концентраций элементов указывают на генетическое родство всех магматических пород хан-тайширского офиолитового комплекса.

2. По характеру распределения РЗЭ четко выделяются две генетические серии пород: 1) пироксениты — пироксеновое габбро — междайковое габбро; 2) дайки диабазов в пироксеновом габбро — пачка параллельных даек — подушечные лавы.

3. Сравнение графиков нормированных содержаний РЗЭ в различных породах хан-тайширского комплекса показывает, что ведущим процессом их образования являлось фракционирование плагиоклаза, что обеспечило наличие европиевого минимума в одних породах и максимума в других.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Грин Д. Х., Рингвуд А. С. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 107—206.
3. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 103—117.
4. Мурр Э. М., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 50—74.
5. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
6. Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
7. Плюснин Г. С., Кузьмин М. И., Сандимирова Г. П., Зоненшайн Л. П. Изотопы стронция в породах офиолитового комплекса хребта Хан-Тайшира (Западная Монголия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7, с. 36—45.
8. Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 141—198.
9. Kay P. W., Senechal P. G. The Rare Earth Geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex. — Journ. Geophys. Res., 1976, N 5, vol. 8, p. 964—970.
10. Zielinski R. A., Lipman P. W. Trace-element variation at Summer Coon volcano San Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental — interior andesite. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, N 10, vol. 87, p. 1477—1485.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ЮРСКОЙ ЛАТИТОВОЙ СЕРИИ ВОСТОЧНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Геохимические исследования последних лет, проводившиеся за рубежом [17, 18], показали высокую информативность данных о распределении редкоземельных элементов для геохимической типизации вулканитов, для выявления латеральной зональности магматизма вулканических поясов и для палеореконструкций на этой основе геодинамических обстановок прошлого, что важно при составлении геологических карт и для металлогенических оценок больших территорий. В СССР такие исследования до сих пор сдерживались из-за отсутствия экспрессных методов определения редкоземельных элементов. В настоящей статье впервые приводятся данные по геохимии РЗЭ в юрских монцонитах и калиевых базальтоидах латитовой серии Восточного и Центрального Забайкалья.

Геологическая история Забайкалья в верхнем мезозое связывается с формированием континентальных сводовых поднятий [3, 10, 13]. Развитие Даурского и Ундино-Газимуровского континентальных сводовых поднятий сопровождается интенсивным наземным вулканизмом. Цепочки приразломных впадин выполнены разновозрастными юрскими и меловыми эффузивами. На поднятиях и плечах прогибов реконструируются интрузивно-купольные и очаговые вулканоструктуры, а магматические формации представлены эффузивно-интрузивными комплексами (вулканоплутоническими ассоциациями). В Приаргунской структурно-фациальной зоне средне-верхнеюрские эффузивы вместе с сопровождающей их молассой получили наименование шадоронской серии, а меловые эффузивы известны как усть-карская свита. Юмагматичные им интрузии рассматриваются как акатуевский, нерчинско-заводский и широкоинский магматические комплексы [5, 15]. В Даурской структурно-фациальной зоне средне-верхнеюрские эффузивы отнесены В. В. Старченко [14] к бырдинской и джаргалтуйской свитам. В основании вулканогенных толщ здесь залегают гранитоиды Кыринского батолита, тогда как в Приаргунской зоне это преимущественно терригенно-осадочные (юра) и карбонатные (нижний палеозой) отложения.

В пределах Восточного Забайкалья область мезозойского магматизма приурочена к Монголо-Охотскому линеamentу северо-восточного простирания и примыкающей к нему с юга Онон-Туринской зоне долгоживущих разломов, имеющих планетарное значение и существующих, по-видимому, с нижнего протерозоя. В палеозое они имели роль структурных швов, отделяющих области каледонской и более древней складчатости от герцинид и областей мезозойской складчатости.

В Даурской структурно-фациальной зоне поля эффузивов, подчиненные Онон-Туринскому разлому, характеризуются широким развитием игнимбритов умеренно кислого состава, что свидетельствует о высоком эксплозионном индексе извержений. Вулканиты верхнего мезозоя разделяются здесь на две группы: к первой отнесены эффузивы латитового ряда (от шошонитов до риолитов), ко второй — ультракислые вулканиты харалгинского комплекса. В изученных разрезах ритмически чередуются породы обеих групп. Начало каждого ритма фиксируется горизонтами кварцсодержащих шошонитов и латитов. В Даурской зоне эффузивный магматизм развивается на коре континентального типа, имеющей мощность около 45 км [8].

В Приаргунской структурно-фациальной зоне геологически наиболее полно изучены поля эффузивов и интрузии монцонитов, тяготеющие к

Александрово-автомобильной впадине, охватывающей бассейн верхнего течения р. Газимур.

Александрово-автомобильная впадина площадью около 400 км² вытянута в северо-восточном направлении на 40 км вдоль Газимуро-Золинского разлома, ограничивающего в нижнеюрское время Борзинско-Газимуровскую синклинали Восточно-Забайкальского прогиба от Кутамарского поднятия [9]. Мощность вулканогенных отложений Александрово-автомобильного поля составляет 600—850 м [4]. По данным гравиметрической съемки, под эффузивами «просвечиваются» терригенно-карбонатные отложения палеозоя мощностью порядка 3—4 км. Общая мощность земной коры в изученном районе достигает 50 км.

В Александрово-автомобильной впадине выделяются две разновозрастные вулканогенные толщи средне-верхнеюрского и верхнеюрского — нижнемелового возраста. Нижняя толща складывается осадочно-вулканогенными образованиями. Существенная роль здесь принадлежит туфогенным образованиям, конгломератам и туфобрекчиям. Лавовые потоки представлены калиевыми базальтоидами, преимущественно пошонитами и абсарокитами. Их комагматами на северном плече впадины являются интрузивные образования Акагуевской интрузивно-купольной структуры.

Верхняя толща, меньшая по мощности, сложена кайнотипными лавами, образующими следующую томодромную последовательность излияний: кварцсодержащие пошониты, кварцевые латиты, биотитовые риолиты. Лавы верхней вулканогенной толщи широко представлены в Шара-Шараканской впадине, в бассейне верхнего течения р. Донинской Борзи.

В Приаргунской структурно-фациальной зоне юрские эффузивы латитовой серии служат вмещающими породами полиметаллических месторождений Александрово-автомобильного и Ново-Широкинского рудных полей. На дальних флангах месторождений они охвачены процессами площадной прерудной пропилитизации, а вблизи рудных тел доломитизированы, турмалинизированы и превращены в разнообразные метасоматиты. Регионально пропилитизированные лавы латитовой серии особенно характерны для Широкинской грабен-синклинали, расположенной на северном продолжении Газимуро-Золинского разлома в бассейне среднего течения р. Газимур.

Типичным примером интрузивных образований, связанных с нижней вулканогенной толщей, является Акагуевский массив. В строении массива участвуют три интрузивные фазы. Ранняя фаза представлена оливковыми монцонитами, главная — биотит-амфиболовыми монцонитами, заключительная — кварцсодержащими монцонит-порфирами.

Малые интрузии монцонитов акагуевского комплекса распространены в пределах всего Приаргунья. Геологическое положение и характеристика главных массивов акагуевского комплекса приводятся в табл. 1. Большинство монцонитовых интрузивов, в том числе и самые мелкие, сопровождается телами кварцевых монцонит-порфиров, образующими заключительную фазу комплекса. Исключение представляет Запокровский массив, заключительная фаза которого сложена биотит-амфиболовыми мондогранитами.

Химический и нормативный минералогический состав пород вулканической и интрузивной фаций юрской латитовой серии Восточного и Центрального Забайкалья приводятся в табл. 2 и 3.

Рассматриваемые эффузивные образования отличаются от андезитов и базальтов известково-щелочных серий высокой общей щелочностью лав и калиевой их специализацией. По особенностям химизма они близки к породам пошонитовых ассоциаций островных дуг и активных континентальных окраин Тихоокеанского кольца.

Геологическая характеристика интрузивных массивов акатуевского комплекса

Массив	Площадь, км ²	Интрузивная фаза, породы	К-Аг возраст, млн. лет
<i>Чурино-Акатуевская зона скрытых</i>			
Акатуевский	40	I — оливиновые монцониты, II — монцониты и кварцевые монцониты, III — монцонит-порфиры	166 157—147 147
Северо-Акатуевский	0,1	III — кварцевые сиецит-порфиры	118
Гуныгунджинский	0,2	III — кварцевые сиецит-порфиры	—
Мулинский	5	II — монцониты	—
Куйтунский	—	II — кварцевые монцониты	161

Покровско-Алгачинская зона

Далбыркейский	0,64	I — эссекситовые габбро-монцониты	184
Каргантуйский	5	I — оливиновые монцониты II — кварцевые монцониты	157
Боямшинский	1	II — монцониты, III — кварцевые монцонит-порфиры	148
Запокровский	12	II — монцониты, кварцевые монцониты, III — монцограниты	162—148
Михайловский	15	III — кварцевые монцонит-порфиры	135

Таблица 1

в Приаргунской структурно-фациальной зоне Восточного Забайкалья

Вмещающие породы	Морфология и структурное положение	Примечание
<i>глубинных разломов</i>		
Песчано-сланцевые отложения нижней — средней юры, частично — родственные эффузивы	Центральный шток средне-верхнеюрской вулканоструктуры	На флангах массива известны полиметаллические месторождения
Юрские туфопесчаники и карбонатные породы нижнего палеозоя	Небольшой шток	Центральная часть Акатуевского рудного поля
Палеозойские граниты, кварцевые порфиры и туфы мезозойского (?) возраста	Субвулканическая интрузия	На западном фланге Акатуевского рудного поля
Родственные эффузивы	Часть окраинно-кольцевого комплекса Мулинской вулканотектонической депрессии	
Родственные эффузивы	Часть окраинно-кольцевого комплекса вулканоструктуры	Интрузивное тело в пади Евсиха

скрытых глубинных разломов

Песчано-сланцевые отложения нижней — средней юры, частично — родственные эффузивы	Фрагмент корневой системы палеовулкана	Эссекситовое габбро-геохимический стандарт СГД-1
Западный контакт — песчано-сланцевые отложения, северо-восточный — известняки нижнего палеозоя, южный — родственные эффузивы	Центральный шток юрской вулканоструктуры	В северной части массива интенсивные гидротермальные изменения с образованием кварц-мусковит-ортоклазовых метасоматитов
Песчаники и мелкогалечные конгломераты калганской свиты нижней юры	Фрагмент корневой системы палеовулкана	
Палеозойские граниты, сланцы алгачинской свиты палеозоя, юрские песчаники	В зоне надвига, по которому породы нижнего палеозоя надвинуты на юрские	В 0,5—2 км от контактов массива известны мышьяк-полиметаллические месторождения
Песчаники калганской свиты нижней юры	Субвулканическая интрузия	На флангах полиметаллические месторождения и баритовые проявления

Химический и нормативный минералогический состав юрских и меловых эффузивов латитовой серии Восточного Забайкалья, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	53,6	49,27	54,44	54,16	56,01	55,30	59,12	56,56	69,24	53,42	58,82	48,7	53,1	59,35	53,4
TiO ₂	1,1	1,12	1,21	1,12	1,43	0,80	0,57	1,88	0,52	2,36	1,08	1,4	1,4	0,9	1,45
Al ₂ O ₃	15,8	14,10	17,16	14,70	17,27	14,05	13,77	14,61	12,91	14,67	14,72	15,4	16,1	16,6	15,5
Fe ₂ O ₃	2,8	4,09	2,41	2,75	4,21	1,99	1,58	4,71	1,41	4,92	2,06	4,4	4,3	4,3	7,4
FeO	3,6	3,52	2,76	3,77	3,18	3,92	2,54	3,58	2,51	4,02	3,95	5,2	4,2	2,2	
MnO	0,1	0,16	0,07	0,08	0,12	0,13	0,11	0,15	0,07	0,10	0,07	0,2	0,1	0,1	0,16
MgO	4,3	6,90	2,02	6,85	2,74	7,50	5,26	3,00	0,83	3,82	3,01	7,0	4,9	2,15	5,91
CaO	6,1	8,31	4,96	5,90	5,52	6,16	3,99	5,53	1,68	6,69	5,26	9,3	7,3	4,9	8,02
Na ₂ O	4,1	4,48	3,94	3,92	3,88	3,27	3,28	3,87	3,05	4,19	4,12	3,0	3,4	3,8	3,8
K ₂ O	3,8	2,90	5,33	3,85	2,90	2,67	3,47	3,35	5,51	2,41	2,65	2,4	2,8	3,1	2,86
P ₂ O ₅	0,5	0,68	0,52	0,46	0,43	0,27	0,21	0,86	0,23	0,67	0,59	0,6	0,7	0,4	
П. п. п.	4,1	5,05	4,20	2,58	2,06	3,78	5,97	1,65	2,05	2,70	3,89	1,5	1,8	2,4	
Сумма . . .	99,1	100,58	99,02	100,14	99,85	99,84	99,87	99,75	100,01	99,67	100,22	99,1	100,1	100,3	
<i>Норма Ритмана</i>															
Нефелин	—	9,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—	—	
Кварц	—	—	2,6	—	5,5	3,3	11,7	6,8	28,1	3,2	11,0	—	0,9	12,3	
Санидин	36,8	29,7	45,0	39,9	24,2	25,9	35,0	33,3	54,1	14,7	24,2	16,8	22,6	27,2	25,7
Плагиоклаз	42,4	25,0	34,9	33,4	53,4	40,0	33,1	38,5	9,0	55,8	46,4	47,7	49,7	47,9	45,0
Авгит	14,6	24,2	6,2	16,3	4,0	11,9	5,3	8,2	1,9	12,4	7,6	18,4	9,7	1,6	20,0
Гиперстен	—	—	—	—	9,3	16,2	12,8	8,2	—	8,8	7,5	—	12,5	7,6	—
Оливин	—	8,2	—	6,6	—	—	—	—	—	—	—	11,9	—	—	6,9
Биотит	—	—	—	—	—	—	—	—	5,4	—	—	—	—	—	—
Магнетит	1,5	1,6	1,0	1,6	1,2	1,2	1,0	1,4	1,0	1,3	1,0	1,8	1,6	1,7	1,2
Ильменит	1,1	0,5	0,9	1,1	1,5	0,8	0,8	1,9	0,2	2,3	1,1	1,3	1,5	0,9	1,2
Апатит	1,2	1,6	1,2	1,1	0,9	0,6	0,3	1,7	0,3	1,5	1,2	1,2	1,5	0,8	—
<i>Цветной индекс</i>															
Cl	21,8	36,1	17,5	26,7	16,9	30,7	20,2	21,4	8,8	26,3	18,4	34,6	26,8	12,6	29,3
<i>Состав плагиоклаза</i>															
% анортита	30	24	34	27	38	35	34	28	28	26	26	44	42	37	32

Примечание. 1 — шононит Приаргунья, средний тип [15]; 2—3 — нижняя толща Александровозаводской впадины: абсарокит (2), шононит (3); 4 — Шара-Шараканская впадина, шононит, базальные слои; 5 — шононит Онон-Турунского разлома, среднее из пяти анализов; 6 — Широкинская грабен-синклиналь, шононит, среднее из 8 анализов; 7 — латит, среднее из 6 анализов; 8—9 — Александровозаводская впадина: шононит верхней толщи (8), биотитовый риолит верхней толщи (9); 10 — Шара-Шараканская впадина, шононит верхней толщи; 11 — латит верхней толщи. Средние тихоокеанские типы: 12 — абсарокит, 13 — шононит, 14 — латит; 15 — латит из Центрального Перу, геохимический стандарт [20].

Таблица 3

Химический и нормативный минералогический состав монцитов и монцогранитов интрузивной фации латитовой серии Восточного Забайкалья, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	55,5	53,2	58,7	61,9	65,3	66,0	62,2	50,3	57,2	66,7	58,0	67,9
TiO ₂	1,2	1,2	1,0	0,3	0,8	0,3	0,6	1,6	1,0	0,4	1,0	0,5
Al ₂ O ₃	16,4	17,2	16,5	17,9	15,0	15,5	15,2	14,9	17,4	15,1	15,8	14,4
Fe ₂ O ₃	2,4	2,6	2,0	1,1	1,2	1,5	1,1	2,9	2,8	1,0	1,8	1,0
FeO	4,2	4,2	3,3	2,2	2,7	3,0	2,2	6,8	2,3	2,5	4,5	1,6
MnO	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,2	0,05	0,2	0,1	0,04	0,1	0,03
MgO	4,4	5,2	1,0	1,3	0,9	0,4	3,00	5,7	3,3	1,7	3,8	1,3
CaO	5,7	5,5	4,4	2,8	1,7	0,9	3,7	7,9	5,0	2,0	5,5	2,6
Na ₂ O	4,3	4,3	4,1	5,9	4,8	6,6	4,5	3,6	5,5	5,0	3,9	4,3
K ₂ O	3,9	4,3	4,3	4,5	5,2	4,4	4,2	3,4	4,1	4,5	3,6	4,5
P ₂ O ₅	0,6	0,7	0,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,8	0,5	0,1	0,4	0,2
П. в. п.	1,2	1,1	1,0	1,2	1,7	1,7	2,5	1,8	0,7	1,3	1,5	1,3
Сумма	99,9	99,6	99,8	99,4	99,6	100,6	99,5	99,8	99,9	100,2	99,9	99,6

Норма Ритмана

Кварц	—	1,1	3,4	1,1	12,6	7,7	7,6	1,0	0,1	13,2	2,7	18,5
Калишпат	—	31,5	31,4	39,8	59,7	—	39,5	—	—	—	—	—
Анортоклаз	—	—	—	—	—	82,7	—	—	—	—	—	—
Ортоклаз	—	—	—	—	—	—	—	23,5	27,9	46,1	30,0	43,3
Плагиоклаз	—	41,0	37,6	40,7	18,7	—	33,2	40,5	50,5	29,1	39,1	27,3
Нефелин	—	1,0	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—	—
Оливин	—	5,0	—	—	—	—	—	3,5	—	—	—	—
Клинопироксен	—	7,0	—	—	—	—	—	17,1	9,1	—	—	—
Амфибол	—	—	17,9	16,9	6,7	7,4	17,6	—	—	9,1	25,0	9,2
Блотит	—	10,5	7,2	—	—	—	—	9,0	10,0	0,8	—	—
Магнетит	—	1,0	0,9	0,9	1,0	1,1	0,9	1,7	1,0	1,0	1,2	0,6
Ильменит	—	0,5	0,2	—	0,5	0,1	—	0,5	0,3	—	0,1	—
Сфен	—	—	0,6	0,3	0,5	0,3	0,9	—	—	0,4	1,0	0,8
Апатит	—	1,5	0,8	0,3	0,3	0,3	0,3	1,8	1,1	0,3	0,9	0,3

Состав плагиоклаза

% анорита	—	34	30	18	12	—	22	36	16	14	34	28
-----------	---	----	----	----	----	---	----	----	----	----	----	----

Примечание. 1—средний монцит Акатуевского комплекса [15]; 2—4 — Акатуевский массив: ранняя (2), главная (3), заключительная (4) фазы; 5 — кварцевый сиенит-порфир Северо-Акатуевского массива; 6 — щелочной (полевошпатовый) кварцевый сиенит Гунгунджинского массива; 7 — кварцевый монцит-порфир Михайловского массива, среднее из 7 анализов; 8 — монцит ранней фазы Далбырейского массива, среднее из 7 анализов; 9—10 — Боямшинский массив, монцит главной фазы, среднее из 4 анализов (9), кварцевый монцит-порфир заключительной фазы, среднее из 3 анализов (10); 11, 12 — Запокровский массив, монцит главной фазы, среднее из 7 анализов (11); монцогранит заключительной фазы (12).

Абсарокиты нижней вулканогенной толщи Александрово-авдской впадины по сравнению со своим тихоокеанским аналогом, характеризующимся близким содержанием кремнекислоты, содержат заметно больше щелочей, отличаются меньшей титановостью и глиноземистостью. Те же особенности химизма позволяют отличить относительно кислые лавы Широкинской грабен-синклинали от среднего латита тихоокеанского типа.

Средний шошонит¹ Приаргунья по главным особенностям вещественного состава близок к геохимическому стандарту бедных кремнием лати-

¹ В настоящей работе наименования пород даются по Д. Маккензи [19], та же порода, согласно классификации А. Ритмана [11], именуется бедным кремнием латитом.

тов, представляющих породы плочетвертичной шошонитовой ассоциации Центрального Перу [21]. При близкой основности плагиоклаза в обоих типах шошониты Приаргунья отличаются более высоким содержанием нормативного самидина, отсутствием оливина, меньшей титанистостью темноцветных минералов.

Шошонитовые лавы Даурской зоны по сравнению с перуанским стандартом более кислые. Они содержат более кальциевый плагиоклаз, нормативный кварц и гиперстен, что сближает их с породами нормальных известково-щелочных серий Тихоокеанского кольца. По своему химизму лавы Даурской структурной зоны ближе всего к породам верхней вулканогенной толщи Александровозаводской и Шара-Шараканской впадин. Они отличаются от шошонитов нижней вулканогенной толщи Приаргунья повышенной железистостью и титанистостью.

Процилитизированные лавы Широкинской грабен-синклинали характеризуются аномально высокой магнезиальностью.

Кислые лавы Забайкалья при всем своем разнообразии отличаются от своих тихоокеанских аналогов в нормальных известково-щелочных сериях более высокой общей щелочностью, пониженной известковистостью и глиноземистостью, т. е. обнаруживают черты унаследованности от родоначальных латитовых расплавов.

В интрузивной фации латитовой серии Приаргунья по кремнекислотности и другим особенностям химизма к шошонитам нижней вулканогенной толщи близки породы только ранней фазы акатуевского комплекса. В массивах пород главной фазы широко проявляются процессы камерной дифференциации в значительной мере эманационного характера, протекающие в условиях привноса флюидной фазы в апикальные части интрузивов. Фации монцонитов в массивах, характеризующихся малым эрозийным срезом (Мулинский, Боямшинский), отличаются от более глубоко эродированных (Запокровский) высоким суммарным содержанием щелочей и повышенными значениями коэффициента агпаитности пород. Для первых характерен парагенезис моноклинного пироксена и биотита, тогда как в глубинных фациях плагиоклаз, парагенный с амфиболом, отличается большим идиоморфизмом кристаллических форм. Эти факты говорят о более высокой щелочности апикальных фаций монцонитовых массивов.

В процессе фазовой дифференциации (см. табл. 3) от ранних фаз к поздней в породах вместе с ростом кремнекислотности возрастает общая железистость и глиноземистость, резко снижается количество титана и магнезии.

Породы заключительной фазы акатуевского комплекса образуют как бы две ветви: щелочную и монцогранитовую. Наиболее типичным представителем щелочных пород является Гуньгуньджинский массив, сложенный кварцсодержащими сиенит-порфирами. Монцограниты характерны для Запокровского массива. Граниты латитового ряда по сравнению со щелочными породами заключительной фазы акатуевского комплекса характеризуются более высокими значениями отношения $K_2O : Na_2O$, большей титанистостью и магнезиальностью.

Риолитовые лавы и монцограниты в Приаргунье петрохимически не тождественны: первые заметно богаче калием, беднее магнием и титаном.

Сравнение вещественного состава вулканической и плутонической фации юрской латитовой серии Приаргунья показывает, что при близости химизма родоначальных расплавов их дальнейшая эволюция протекала независимо в различных условиях.

В табл. 4—8 приводятся содержания редкоземельных элементов в породах вулканической и плутонической фаций латитовой серии Восточного Забайкалья и ее аналогов в других районах. Определение редкоземельных

элементов проводилось прямым количественно-спектральным методом по методике, принятой в Институте геохимии [16].

Как видно из табл. 4, лавы латитовой серии Забайкалья характеризуются высокими содержаниями РЗЭ. Общий уровень содержаний РЗЭ значительно выше, чем в андезитах и шшонитах островных дуг и континентальных окраин Тихого океана. В отдельных разновидностях абсарокитов и шшонитов суммарное содержание РЗЭ приближается к максимальному для пород шшонитовой ассоциации, зафиксированному в геохимическом стандарте из латитов Центрального Перу [20]. По сравнению со средним составом земной коры и андезитами островных дуг лавы латитовой серии Забайкалья обогащены легкими РЗЭ и в особенности церием. Эта закономерность наглядно выражается в изменении значений $La : Yb$ и $Ce : Y$. Как известно [1], величина отношения $Ce : Y$ довольно четко отражает соотношения между цериевой и иттриевой группами РЗЭ. В островодужных андезитах величина отношения $Ce : Y$ равна 1,1, что близко к среднему ее значению для земной коры в целом. В Перуанском латитовом стандарте эта величина возрастает до 3,8. В лавах латитовой серии Забайкалья величина $Ce : Y$ изменяется от 4,1—4,2 в калиевых дацитах и насыщенных кремнекислотой шшонитах Центрального Забайкалья до 8,7—6 в абсарокитах и шшонитах нижней толщи Приаргунья.

Аналогичные закономерные изменения испытывает в эффузивах отношение $La : Yb$. В шшонитах нижней толщи Приаргунья величина $La : Yb$ в восемь раз превышает ее значения для земной коры и в десять — для островодужных андезитов. Величина отношения $La : Yb$ в лавах латитовой серии связана обратно пропорциональной зависимостью с кремнекислотностью этих пород. Точно так же суммарное содержание РЗЭ постепенно снижается от основных к кислым лавам.

В опорных образцах лав латитовой серии Приаргунья определены содержания европия и самария (табл. 5). Уровень концентрации европия в большинстве шшонитов Приаргунья соответствует его содержаниям в

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов в породах латитовых серий Забайкалья и Тихоокеанского региона, г/г

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Кремнекислота, %	53,4	53,6	60,5	54,4	55,0	55,9		
$K_2O + Na_2O$, %	6,7	7,6	7,5	6,1	5,6	7,0		
F, %	—	0,13	0,18	0,15	0,07	0,11		
Лантан	95	93	98	81	32	66	11,9	16
Церий	188	138	170	139	67	124	24	31
Неодим	82	71	86	81	33	69	13,7	17
Иттрий	50	23	25	25	13	29	22,5	13
Иттербий	2,36	1,62	1,73	1,68	1,30	2,72	2,1	2,3
Сумма РЗЭ	519	373	452	395	182	360	93	117
$La : Yb$	40	57,4	56,6	48,2	24,6	24,2	5,7	7
$Ce : Y$	3,8	6,0	6,8	5,6	5,2	4,2	1,1	1,3
Количество проб	—	17	6	18	7	49	—	—

Примечание. 1 — латит из Центрального Перу, четвертичная лава, геохимический стандарт [20]; 2—6 — лавы: нижней вулканогенной толщи латитовой серии Приаргунья (2), верхней вулканогенной толщи Александровозаводской впадины (3), верхней вулканогенной толщи Шава-Шараканской впадины (4), латитовой серии Широкинской грабен-синклинали (5), латитовой серии Центрального Забайкалья (6), 7 — андезиты островных дуг [2]; 8 — средние содержания РЗЭ в земной коре [2].

Сумма РЗЭ рассчитывалась по методике Ел. Алексеева [1].

Таблица 5

Содержание редкоземельных элементов в опорных пробах лав латитовой серии Приаргунской структурно-фациальной зоны, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Кремнекислота, %	49,3	52,2	52,2	53,2	56,9	69,2	56,2	—	50,9
K ₂ O+Na ₂ O, %	7,4	8,8	9,6	5,9	7,3	8,6	6,6	7,2	5,3
F, %	0,10	0,12	0,16	0,06	0,24	0,10	0,10	—	0,11
Лантан	120	110	120	36	100	77	71	85	82
Церий	200	170	190	87	170	120	120	150	140
Неодим	80	100	120	38	74	55	56	72	95
Самарий	18	11	23	10	14	10	10	13	17
Европий	4	3,2	4	1,8	2,8	1,9	1,4	3,8	4,8
Иттрий	23	20	25	13	25	23	21	21	30
Иттербий	1,4	1,2	1,6	0,8	1,6	1,6	1,6	1,3	1,8
Сумма РЗЭ . . .	486	465	379	222	433	319	318	391	428
La : Yb	85,7	91,7	75,0	45,0	62,5	48,1	44,4	65,4	45,6
Ce : Y	8,7	8,5	7,6	6,7	6,8	5,2	5,7	7,1	4,7
Eu : Eu* (условное)	0,59	0,49	0,76	0,58	0,46	0,44	0,31	0,71	0,80

Примечание. 1—6 — Александровозаводская впадина: абсаронит из нижней вулканической толщи, обр. 343 (1); шшонит нижней толщи, обр. 342 (2); амфиболовый шшонит нижней толщи, обр. 345(3); пропилитизированный шшонит нижней толщи (4); шшонит верхней толщи, базальный покров, обр. 655 (5); биотитовый риолит верхней толщи, обр. 349 А (6); 7—9 — Шара-Шараканская впадина: миндалекаменный шшонит нижней толщи, обр. 862 (7); шшонит верхней толщи, обр. 874 (8); шшонит верхней толщи, обр. 883 (9).

перуанском латитовом стандарте. Исключение составляют среднеюрские шшониты базального покрова Шара-Шараканской впадины, характеризующиеся отчетливым дефицитом европия. В кислых лавах латитовой серии Приаргунья содержания самария и европия ниже, чем в основных. Максимальное содержание самария отмечено в амфиболовых шшонитах нижней толщи, а минимальное — в риолитах верхней толщи Александровозаводской впадины.

На примере многофазных интрузий акатуевского комплекса прослеживается поведение РЗЭ в процессах фазовой и камерной магматической дифференциации. Как видно из табл. 6 и 7, максимальные содержания

Таблица 6

Среднее содержание редкоземельных элементов в монцонитах интрузивной фации латитовой серии Восточного Забайкалья, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Кремнекислота, %	58,7	58,0	50,3	57,8	57,2	56,0	55,8	55,5
K ₂ O+Na ₂ O, %	8,4	7,5	7,0	8,2	9,6	9,3	9,4	8,2
F, %	0,12	0,15	0,16	0,09	0,10	0,12	0,13	0,13
Лантан	93	57	88	70	113	109	115	85
Церий	157	84	136	112	164	195	205	134
Неодим	75	51	77	56	79	72	97	66
Иттрий	22	22	28	25	20	26	25	24
Иттербий	1,7	1,8	2,0	2,0	1,7	1,8	1,65	2,2
Сумма РЗЭ . . .	408	254	389	312	422	471	525	361
La : Yb	54,7	31,3	44,0	35,0	66,5	60,6	69,7	38,8
Ce : Y	7,1	3,8	4,9	4,5	8,2	7,5	8,2	5,6
Количество проб	12	6	6	17	8	4	4	71

Примечание. Массивы: 1 — Акатуевский, 2 — Запокровский, 3 — Далбырнейский, 4 — Каргантуйский, 5 — Боямшинский, 6 — Мулинский, 7 — Большой Каркалтай. 8 — среднее содержание РЗЭ в монцонитах акатуевского комплекса.

Содержание редкоземельных элементов в опорных пробах пород монцонитовых интрузивных акатуевского комплекса (Восточное Забайкалье), г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Кремнекислота, %	48,6	47,0	46,4	53,8	57,0	58,0	53,4
K ₂ O+Na ₂ O, %	5,3	5,7	4,55	8,6	10,1	7,9	6,7
F, %	0,21	—	0,12	0,085	—	—	—
Лантан	100	83	78	100	100	73	95
Церий	160	130	150	180	200	120	188
Неодим	110	75	86	100	82	60	82
Самарий	12	12	17	15	13	8	13,5
Европий	4	3	6	3,5	4,2	2,5	3,9
Тербий	—	—	—	—	—	—	1,19
Иттрий	27	26	30	29	25	21	50
Иттербий	2,2	1,8	2,9	2,0	2,2	1,8	2,36
Сумма РЗЭ ...	477	373	397	497	493	324	519
La : Yb	45,5	46,1	27	50	45	40,6	40
Ce : Y	5,9	5,0	5,0	6,2	8,0	5,7	3,8
Eu : Eu * (условное)	0,60	0,57	1,08	0,50	0,61	0,55	0,54
Eu : Eu * (действительное)	—	—	1,33	—	—	—	1,11

Примечание. 1 — дайка слюдяных лампрофиров вблизи Далбыркейского штока, обр. 894. Массивы: 2,3 — Далбыркейский, монцонит фации эндоконтакта, обр. 584 (2), эссекситовое габбро, геохимический стандарт СГД-1 [121] (3), 4 — Акатуевский, ольвиновый монцонит ранней фазы, обр. 279, 5 — Мулинский, монцонит главной фазы, обр. 237, 6 — латит из Центрального Перу, 7 — геохимический стандарт [20].

РЗЭ, особенно тяжелых, отмечаются в породах ранней интрузивной фазы акатуевского комплекса. Для монцонитов главной фазы характерна высокая дисперсия концентраций РЗЭ. При этом массивы с малым эрозионным срезом (Мулинский, Боямшинский) более обогащены легкими лантаноидами по сравнению с их более эродированными аналогами (Запокровский). Породы заключительной интрузивной фазы, как правило, характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ. Исключение представляют щелочные породы Гуньгуьнджинского массива, обогащенные как легкими, так и тяжелыми РЗЭ. Особенно низкие содержания РЗЭ отмечаются в гранитах заключительной фазы Запокровского массива. Понижение уровня содержаний лантаноидов фиксируется в аплитовых жилах и в обогащенных кремнекислотой фациях пород главной интрузивной фазы. В отличие от среднего состава гранитов и земной коры в целом, граниты латитовой серии заметно беднее тяжелыми РЗЭ, а величина Ce : Y отношения существенно больше 1 (табл. 8).

В Приаргунье различий в распределении РЗЭ между вулканической и плутонической фациями не наблюдается.

Содержания РЗЭ в породообразующих минералах изучены [6,7] по фенокристаллам лав Даурской структурно-фациальной зоны (табл. 9, 10). В латитах минералами-концентраторами РЗЭ выступают моноклинные пироксены; коэффициенты концентраций тяжелых лантаноидов в них выше, чем для легких. Ромбические пироксены концентрируют только иттрий и иттербий. В биотитах кислых лав отмечается незначительное концентрирование иттрия, иттербия и более заметное — неодима. В фенокристаллах кварца и полевых шпатов концентрации РЗЭ ниже их содержаний в породе, плагиоклазы при этом содержат заметно больше легких РЗЭ, чем тяжелых. Общая доля вкрапленников в балансе РЗЭ лав невелика. Преобладающее количество РЗЭ (60—80%) заключено в стекловатой основной массе эффузивов.

Содержание редкоземельных элементов в кислых членах вулканической и плутонической фаций латитовой серии Восточного Забайкалья, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Кремнекислота, %	67,4	69,2	67,9	66,0	64,5	62,7	62,5	75,5	—
F, %	0,07	0,10	0,07	0,13	0,05	—	0,07	0,04	—
K ₂ O+Na ₂ O, %	9,1	8,6	8,8	11,0	10,4	7,8	9,0	8,9	—
Лантан	58	77	41	79	68	59	90	55	50
Церий	99	120	52	97	117	87	130	80	100
Неодим	50	55	30	55	40	51	55	27	46
Иттрий	24	23	13	43	16	27	10	13	42
Иттербий	2,3	1,6	1,2	4,6	1,4	2,5	0,9	1,5	4,8
Сумма РЗЭ	280	319	153	470	279	267	312	193	288
La : Yb	26	48	34	17	49	24	100	37	10,4
Ce : Y	4,1	5,2	4,0	2,3	7,3	3,2	13,0	6,2	2,4
Количество проб	24	1	1	2	4	4	1	—	—

Примечание. 1 — кальцевые дациты латитовой серии Центрального Забайкалья; 2 — биотитовый риолит верхней вулканогенной толщи Александровозаводской впадины, обр. 349А; 3 — гранит заключительной фазы Запоровского массива, обр. 415; 4 — щелочной сиенит-порфир Гуньгуньджинского массива, обр. 379 и 381; 5 — кварцевый мондонит-порфир заключительной фазы акатуевского комплекса; 6 — кварцевые мондониты Куйтунского массива; 7 — кварцевый мондонит-порфир Михайловского массива, обр. 848; 8 — аплитовая жила в породах главной фазы Каргантуйского массива, обр. 198; 9 — гравиты [2].

Приведенные выше сведения о содержаниях РЗЭ в минералах не достаточны для суждения о формах нахождения их в исследуемых образованиях, поэтому целесообразно дополнить их результатами корреляционного анализа. Парные коэффициенты корреляции между элементами получены для лав латитовой серии Забайкалья и для мондонитов акатуевского комплекса.

Как видно из табл. 41—43, наиболее ясные корреляционные связи в вулканической и плутонической фациях латитовой серии Восточного Забайкалья наблюдаются для пар лантан — церий, церий — неодим. Сравнение коэффициентов корреляции РЗЭ в вулканических и интрузив-

Т а б л и ц а 9

Содержание лантана и церия в минералах-вкрапленниках и в основной массе юрских лав из Центрального Забайкалья

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание в минерале, г/т		Количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т		Процент, приходящийся на минерал		Содержание в породе, г/т	
		La	Ce	La	Ce	La	Ce	La	Ce
<i>Латит</i>									
Клинопироксен	8,0	44	200	3,5	16,0	8,6	17,8		
Ортопироксен	4,4	20	100	0,9	4,4	2,1	4,9		
Плагиоклаз	26,6	32	30	8,5	8,0	20,8	8,9		
Основная масса	60,0	52	100	31,2	60,0	76,1	66,7		
Сумма	99,0	—	—	44,1	88,4	108	98	41	90
<i>Гидроксиолит харагинского комплекса</i>									
Биотит	1,3	20	80	0,3	1,0	5,0	1,6		
Калиевый полевой шпат	10,5	5	30	0,5	3,15	2,5	5,1		
Кварц	8,4	5	30	0,4	2,5	2,0	4,0		
Основная масса	79,8	22	50	17,6	39,9	88,0	64		
Сумма	100,0	—	—	26,0	46,6	130	75,2	20	62

Содержание неодима, иттрия и иттербия в минералах-вкрапленниках и в основной массе юрских лав Центрального Забайкалья

Минерал	Содержание минерала в породе, вес%	Содержание в минерале, г/т			Количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т			Процент, приходящийся на минерал			Общее содержание в породе, г/т		
		Nd	Y	Yb	Nd	Y	Yb	Nd	Y	Yb	Nd	Y	Yb
<i>Латит (обр. ХВ-235)</i>													
Клинопироксен	8,0	100	100	7,0	8,0	8,0	0,5	20	40	22			
Ортопироксен	4,4	25	38	3,8	1,1	1,7	0,2	3	9	8			
Плагиоклаз	26,6	14	4	0,2	3,7	1,1	0,05	9	5	2			
Основная масса	60,0	46	21	—	27,6	12,6	—	69	63	—			
Сумма . . .	99,0	—	—	—	40,4	23,4	—	101	117	—	40	20	2,2
<i>Гиалориолит (обр. ХВ-39)</i>													
Биотит	1,3	55	100	1,1	0,7	1,3	0,01	3	2	1			
Калиевый полевой шпат	10,5	7	18	0,14	0,7	1,9	0,01	3	3	1			
Кварц	8,4	5	3,8	0,05	0,4	0,3	0,004	1,5	0,4	0,5			
Основная масса	79,8	31	100	0,94	24,7	79,8	0,75	95	99	88			
Сумма . . .	100,0	—	—	—	26,5	83,3	0,774	102	104	100,5	26	80	0,85

ных образований показывает, что связи между легкими и тяжелыми лантаноидами довольно отчетливые в вулканической фации, в интрузивных породах отсутствуют. В последних прямые корреляционные связи отмечаются между кальцием, фосфором и неодимом и в меньшей степени между названными элементами и иттрием. Во всех других случаях корреляция РЗЭ с кальцием не обнаруживается. В монцонитах устанавливается прямая зависимость между содержаниями церия и количеством щелочей (К + Na) и обратная связь с кремнекислотностью этих пород. Та же закономерность свойственна кислым лавам латитовой серии. Прямая корреляционная связь между количествами калия в лавах и содержаниями церия и лантана (особенно последнего) обнаруживается в шошонитах.

Связь между РЗЭ и летучими исследована только в вулканической фации. В шошонитах и латитах Забайкалья существует прямая зависимость между содержаниями РЗЭ и фтора и обратная — с бором. Связь РЗЭ со фтором наиболее отчетливо проявляется для церия, в меньшей степени — для иттрия и неодима, слабо — для лантана. В кислых лавах

Таблица 11

Парные коэффициенты корреляции между элементами в лавах латитовой серии Приаргунья

Элемент	Ce	Nd	Y	Yb	F	B	Ca	Na	K	Si	K+Na
Лантан	0,88	0,70	0,58	0,47	0,32	-0,44	-0,27	0,20	0,50	0,19	0,45
Церий	—	0,81	0,63	0,43	0,50	-0,41	-0,1	0,12	0,30	0,04	0,28
Неодим	—	—	0,75	0,31	0,42	-0,29	0,1	0,15	—	-0,16	+0,13
Иттрий	—	—	—	0,46	0,46	-0,57	0,13	0,07	-0,07	-0,17	-0,02
Иттербий	—	—	—	—	—	-0,48	-0,24	-0,07	+0,27	+0,28	+0,04
Кальций	—	—	—	—	—	—	—	-0,01	-0,73	-0,89	-0,47
Натрий	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	-0,17	-0,02
Калий	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,60	0,71
Кремний	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,25

Примечание. Приведенные в таблицах коэффициенты корреляции рассчитаны Л. А. Казьминим.

Таблица 12

Парные коэффициенты корреляции между элементами в монцонитах акатуевского комплекса

Элемент	Ce	Nd	Y	Yb	P	Ca	Na	K	Si	K+Na	TR
Лантан	0,72	0,75	0,24	0,03	0,17	0,15	0,12	0,03	-0,35	0,02	+0,60
Церий	—	0,76	0,13	-0,02	0,12	0,2	0,04	0,27	-0,43	0,39	+0,92
Неодим	—	—	0,36	0,17	0,53	0,50	-0,29	-0,13	-0,66	-0,28	+0,89
Иттрий	—	—	—	0,87	0,30	0,25	-0,11	-0,19	-0,31	-0,16	+0,33
Иттербий	—	—	—	—	0,02	0,03	0,003	-0,1	-0,03	-0,05	+0,1
Кальций	—	—	—	—	—	—	-0,78	-0,78	-0,94	-0,85	+0,36
Натрий	—	—	—	—	—	—	—	0,60	0,65	0,91	-0,11
Калий	—	—	—	—	—	—	—	—	0,64	0,85	0,1
Кремний	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,71	-0,56
K+Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-0,06

латитовой серии связи со фтором имеют место только для тяжелых РЗЭ и неодима.

Как известно [2], на характер распределения РЗЭ в магматических процессах оказывают влияние три главных фактора: кристаллохимический, состав (особенно щелочность) расплавов и режим отделения летучих компонентов.

Отсутствие в лавах латитовой серии корреляционных связей между РЗЭ и кальцием, близким к ним по размерам ионного радиуса, указывает на слабое влияние кристаллохимического фактора на распределение лантаноидов в период кристаллизации породообразующих минералов. Редкоземельные элементы накапливаются вместе с летучими в стекловатой основной массе лав.

В монцонитах акатуевского комплекса ясные корреляционные связи неодима и иттрия с фосфором и кальцием говорят о концентрировании этих элементов в апатите — главном акцессорном минерале рассматриваемых интрузий.

В монцонитах и кислых лавах латитовой серии Забайкалья влияние щелочности проявляется в наличии обратных корреляционных связей между содержаниями РЗЭ и кремнекислотностью пород. Масштабы накопления РЗЭ в породах латитовой серии прямо коррелируются с содержаниями в них щелочей. В породах заключительной фазы акатуевского комплекса максимальные концентрации РЗЭ отмечаются в сиенит-порфирах, а минимальные — в гранитах. Экстрагирующие свойства щелочных расплавов в отношении РЗЭ могут привести, как это видно в щелочных сиенит-порфирах Гуньгуньджинского массива, к значительному накопле-

Таблица 13

Парные коэффициенты корреляции между элементами в кислых эффузивах латитовой серии Центрального Забайкалья

Элемент	Ce	Nd	Y	Yb	Ca	Na	K	Si	F	K+Na]
Лантан	0,88	0,84	0,59	0,37	-0,33	0,31	0,26	0,01	0,18	0,35
Церий	—	0,80	0,55	0,46	-0,46	0,47	0,41	0,05	0,14	0,54
Неодим	—	—	0,78	0,67	-0,15	0,49	0,13	-0,37	0,43	0,39
Иттрий	—	—	—	0,87	-0,09	0,67	0,09	-0,50	0,52	0,48
Иттербий	—	—	—	—	-0,07	0,68	-0,003	-0,46	0,48	0,44
Кальций	—	—	—	—	—	0,36	-0,87	-0,44	0,36	-0,73
Натрий	—	—	—	—	—	—	0,36	-0,34	0,33	0,85
Калий	—	—	—	—	—	—	—	0,21	-0,24	0,80
Кремний	—	—	—	—	—	—	—	—	-0,53	-0,1
Фтор	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08

нию РЗЭ в остаточных продуктах дифференциации; при этом отчетливо проявляется инверсия в составе лантаноидов (относительное обогащение тяжелыми РЗЭ), вызванная более интенсивным удалением в твердую фазу легких лантаноидов на промежуточных этапах дифференциации.

В большинстве пород заключительной фазы отмечаются пониженные концентрации РЗЭ, что объясняется сильной дегазированной остаточных расплавов. Высокая насыщенность первичных латитовых магм фосфором и фтором, которые являются хорошими осадителями РЗЭ, способствует интенсивному удалению их из расплавов на промежуточных этапах дифференциации в породы главной фазы.

Унаследованность в характере распределения РЗЭ, отмечаемая в гранитах заключительной фазы Запокровского массива, не позволяет связывать пониженные концентрации тяжелых и легких РЗЭ в этих породах с коровой контаминацией.

Высокие значения величины отношений $La : Yb$ и $Ce : Y$ в породах латитовой серии Забайкалья, прямые корреляционные связи между РЗЭ и фтором в вулканической фации, отсутствие корреляционных связей между тяжелыми и легкими лантаноидами в плутоической фации — все это факты, свидетельствующие о длительном пути, глубокой кристаллизации и эманационной дифференциации исходных расплавов.

Природа калиевых базальтоидов и калиевых андезитов до сих пор не ясна. Существует несколько концепций о происхождении этих образований. Высокая калиевая щелочность лав, обогащенность их некогерентными для мантии элементами, в том числе и редкоземельными, рассматриваются большинством авторов как указание на глубинный источник расплавов, возникающих при частичном плавлении вещества верхней мантии на уровне гранатовых ассоциаций [17—21]. Другие авторы, ссылаясь на повышенные содержания радиогенного стронция в некоторых латитах, видят в отмеченных выше особенностях состава пород доказательство участия коровых процессов в их формировании [22].

Важную информацию о генезисе пород латитовой серии можно получить на основании характера распределения в них РЗЭ. Как известно [2], разница в относительных концентрациях европия служит фундаментальным классификационным признаком генетического подразделения пород на первичные мантийные и серии пород, образованные при участии процессов дифференциации и коровой контаминации. В первой группе пород содержание европия близко к нормативному его содержанию, рассчитанному по хондритовой модели ($Eu : Eu^* = 1 \pm 0,2$). Для всех других пород характерны европиевые аномалии. Как видно из табл. 7, в стандартном образце бедных кремнием латитов (шошонитов) из Центрального Пелу величина европиевого отношения равна 1,11. Близкими значениями европиевого отношения характеризуются и другие представители плейстоцен-четвертичной шошонитовой ассоциации Анд [17, 18]. Таким образом, данные по европиевому отношению подтверждают принадлежность латитов и шошонитов Анд к продуктам кристаллизации первичных недифференцированных мантийных расплавов.

В породах латитовой серии Забайкалья полный спектр РЗЭ изучен пока только в геохимическом стандарте СГД-1 (см. табл. 7). Крупнозернистое эссекситовое габбро (СГД-1), представляющее фацию наиболее меланократовых пород Далбыркейского массива, характеризуется отношением $Eu : Eu^* = 1,33$. Чрезмерно высокие значения европиевого отношения в эссекситовом габбро ранней интрузивной фазы акатуевского комплекса не позволяют рассматривать эту породу как продукт кристаллизации первичной недифференцированной родоначальной магмы. Более вероятно, что ограниченные по размерам участки эссекситового габбро в теле Далбыркейского массива, являются кумулятами, представляющими сегрегаты продуктов ранней кристаллизации расплава.

В других породах акатуевского комплекса отсутствие аналитических данных по гадолинию и тербию не позволяет нам рассчитывать значения европиевого отношения по методике Ю. А. Балашова [2]. Так как в нашем распоряжении имеются только сведения о содержании европия и суммы РЗЭ в опорных образцах юрских монцонитов и лав латитовой серии Приаргунья, мы ограничились расчетами условного европиевого отношения². Поскольку в большинстве изученных образцов условное европиевое отношение близко к его значениям в перуанском латитовом стандарте (см. табл. 7), мы полагаем, что истинные значения в монцонитах и лавах латитовой серии Приаргунья близки к единице, что указывает на мантийный генезис пород. Исключения представляют шошонитовые лавы базального покрова Шара-Шараканской впадины, характеризующиеся существенным дефицитом европия, что, вероятно, указывает на коровую контаминацию расплава.

Мантийные латиты стандарта, равно как и породы латитовой серии Приаргунья, отличаются весьма высокими суммарными содержаниями РЗЭ и высокими значениями отношения La : Yb, которые свойственны кроме этих пород только кимберлитам и щелочно-базальтовым пикритовым лавам континентальных областей и океанических островов [2].

Провинциальной особенностью пород латитовой серии Приаргунья является бедность ее тяжелыми РЗЭ (иттрием и иттербием), что прослеживается одинаково отчетливо как в вулканической, так и в плутонических фациях.

По соотношению цериевой и иттриевой групп РЗЭ лавы Приаргунья, в том числе и контаминированные их разности, столь резко отличаются от гранитного эталона, что здесь трудно допустить мысль о загрязненности расплавов гранитоидным материалом. Чужеродный материал должен здесь характеризоваться значительно более низкими, чем в гранитах, содержаниями иттрия и иттербия. Такому условию может удовлетворять лишь карбонатный материал из осадочных толщ нижнего палеозоя и докембрия.

По нашим представлениям, латитовые расплавы Забайкалья образовались путем частичного плавления вещества верхней мантии на уровне гранатовых ассоциаций. Источником РЗЭ, особенно легких, калия и летучих служили гидроксилсодержащие гранаты верхней мантии. При генерации латитовых магм решающее значение имел гранат-шпинелевый переход, связанный со значительным падением давления в области Монголо-Охотского линеамента в верхнем мезозое.

ВЫВОДЫ

1. Латитовая серия Забайкалья в Приаргунской структурно-фациальной зоне образует две вулканогенные толщи. Лавы нижней толщи, отличающиеся наибольшей основностью, представлены, как правило, шошонитами. Верхняя толща характеризуется более широким спектром пород (от шошонитов до риолитов), среди которых преобладают кварцевые латиты. Шошониты Даурской структурно-фациальной зоны петрохимически близки к соответствующим породам верхней толщи Приаргунья. Они отличаются от пород нижней толщи повышенной кремнекислотностью, большей железистостью и большей титанистостью.

2. Шошониты нижней вулканогенной толщи Приаргунья — типичные представители мантийных калиевых базальтоидов, эталоном которых может служить геохимический стандарт бедных кремнием латитов плиочет-

² $Eu : Eu^*$ (условное) — $\frac{\% \text{ доля } Eu \text{ в сумме РЗЭ исслед. обр.}}{\% \text{ доля } Eu \text{ в сумме РЗЭ силикатной фазы хондритов}}$

вертичной шшонитовой ассоциации Центрального Перу. Шшониты Приаргунья и их интрузивные аналоги — монцитоны акатуевского комплекса — отличаются от пород известково-щелочных серий Тихоокеанского кольца высокой общей щелочностью и калиевой специализацией. Они обогащены летучими, прежде всего, водой, фтором, бором и фосфором, а также РЗЭ, особенно лантаноидами цериевой группы. Они характеризуются высокими значениями отношений $La : Yb$ и $Ce : Y$, которые свойственны только щелочным породам. От шшонитов Даурской структурной зоны отличаются аномально низкими содержаниями иттрия и итербия.

3. Главное влияние на распределение РЗЭ в породах латитовой серии Забайкалья оказывают режим щелочности родоначальных расплавов и характер отделения из них летучих компонентов. Высокая насыщенность первичных латитовых расплавов фосфором и фтором, являющихся хорошими осадителями РЗЭ, способствует интенсивному удалению лантаноидов из расплава на ранних этапах дифференциации. Высокая дегазированность остаточных расплавов, формирующих кислые породы латитовой серии в вулканической и плутонической фациях, служит причиной пониженных концентраций РЗЭ в этих породах и объясняет более низкие значения отношений $La : Yb$ и $Ce : Y$ по сравнению с главной фазой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Ел. К вопросу о составе редкоземельной группы элементов в магматических породах. — *Геохимия*, 1966, № 2, с. 211—215.
2. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976, с. 1—266.
3. Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967, с. 1—328.
4. Горлов Н. В. Геологическое строение Базаново-Акатуевского рудного района. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 39—47.
5. Зорина Л. Д., Санин Б. П. Геохимические особенности вулканоплутонических комплексов Восточного Забайкалья в полях развития свинцово-цинковых месторождений разных формационных типов. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 126—140.
6. Зубков В. С. Закономерности распределения калия и редких элементов во вкрапленниках плагиоклаза из эффузивов Центрального Забайкалья. — *Геохимия*, 1978, № 3, с. 449—458.
7. Зубков В. С. Геохимия и петрология латитовой серии Центрального Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1979, с. 1—25.
8. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.—Л.: Наука, 1964, с. 1—464.
9. Канищев А. Д., Менакер Г. И. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья. — *Геохимия*, 1971, № 1, с. 3—17.
10. Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойско-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 25—38.
11. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М.: Мир, 1975, с. 1—287.
12. Свидетельство на стандартный образец горной породы: габбро эссекситовое. Иркутск, 1974.
13. Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1968, с. 1—125.
14. Старченко В. В. Геология юрских вулканоплутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. Автореф. канд. дис. Львов, 1968, с. 1—24.
15. Таусон Л. В., Захаров М. Н. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья. — *Геохимия*, 1974, № 3, с. 380—391.
16. Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 1—279.
17. Dostal J., Dupuy C., Lefevre C. Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru. — *Lithos*, 1977, v. 10, N 3, p. 173—183.
18. Dostal J., Zentilli M., Caelles J., Klark A. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes. — *Contribs to Mineral. and Petrol.*, 1977, v. 63, N 2, p. 113—128.
19. Mackenzie D., Chappell B. Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea. — *Contribs to Mineral. and Petrol.*, 1972, v. 35, N 1, p. 50—62.

20. Noble D., Bowman H., Hebert A., Silberman M., Heropoulos C., Fabbi B., Hedge C. Chemical and isotopic constraint on the origin of low-silica latite and andesite from the Andes of Central Peru. — *Geology*, 1975, v. 3, N 9, p. 501—504.
21. Peterman Z., Hedge C. Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts. — *Bull., Geol. Soc. Amer.*, 1971, v. 82, p. 493—500.
22. Pichler H., Zeil W. The Cenozoic Rhyolite — Andesite Association of the Chilean Andes. — *Bulletin volcanologique*, 1972, t. XXV, fasc. 2, p. 424—452.

В. С. Самойлов

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ КАРБОНАТИТАХ

Редкоземельные элементы являются типоморфными для пород щелочно-ультраосновной формации, в том числе и для редкометальных карбонатитов, в которых РЗЭ нередко образуют промышленные скопления. Этим обусловлен интерес к минералогии и геохимии РЗЭ в породах указанной формации. Однако в имеющихся публикациях в основном приводятся результаты изучения геохимии РЗЭ в силикатных породах, а также данные минералого-геохимических исследований этих пород и карбонатитов [1, 2, 4, 5, 8, 12, 15—19, 23].

Геохимии РЗЭ в карбонатитах уделялось внимание [3, 7, 12 и др.], но многие важные вопросы этой проблемы изучены слабо. Относятся это как к характеристике спектров РЗЭ в карбонатитах разного генезиса и состава, так и к закономерностям поведения, распределения и фракционирования РЗЭ в ходе процесса карбонатитообразования, в том числе в связи с проблемой генезиса карбонатитов. Все это стало основной задачей настоящей работы, базирующейся на исследовании карбонатитов Восточно-Саянской, Сетте-Дабанской, Карело-Кольской, Маймеча-Котуйской, Южно-Гобийской провинций с привлечением литературных данных [7, 8] по Восточно-Африканской провинции. Геологическая, минералого-петрографическая и геохимическая характеристики карбонатитов этих провинций приведены в работах [9—12, 14, 17, 20, 22, 25, 26].

Главными факторами, обуславливающими эволюцию карбонатитообразования во времени и пространстве, являются температура (T), глубинность (H) и функционально связанное с ними изменение режима кислотности—щелочности карбонатитообразующих систем [20]. Редкометальные карбонатиты — полифациальные образования, относящиеся к следующим температурным фациям³: калишпато-кальцитовой ($>530^{\circ}\text{C}$), альбито-кальцитовой ($400—530^{\circ}\text{C}$), амфиболо-доломито-кальцитовой ($300—430^{\circ}\text{C}$), хлорито-серицито-анкеритовой ($200—500^{\circ}\text{C}$).

В условиях калишпато-кальцитовой фации главным образом формируются высокотемпературные безрудные кальцитовые карбонатиты, в том числе и магматические, а также щелочные карбонатиты, выявленные в комплексе Олдоиньо-Ленгаи (Танзания). В условиях альбито-кальцитовой фации образуются рудоносные (в отношении ниобия и тантала) высокотемпературные кальцитовые карбонатиты, в условиях амфиболо-доломито-кальцитовой фации — доломито-кальцитовые карбонатиты (в которых доломит и кальцит парагенны), в условиях хлорито-серицито-анкеритовой фации — доломитовые, анкеритовые, сидеритовые, кальцитовые карбонатиты, их разности, обогащенные кварцем, флюоригом, баритом. В заключение процесса карбонатитообразования формируются породы цеолитовой фации ($\leq 200—250^{\circ}\text{C}$), представленные в основном цео-

³ Детальная характеристика карбонатитов этих фаций приведена в работе автора [20].

литовыми, кальцит-цеолитовыми, низкотемпературными кальцитовыми породами.

Карбонатиты различных фаций достаточно четко разделяются по парагенезисам и составам породообразующих и аксессуарных минералов, геохимическим особенностям, рудоносности. Минералого-геохимические исследования показывают, что собственные минералы редких земель образуются только в T -условиях хлорито-серицито-анкеритовой фации. Представлены они главным образом карбонатами редких земель (бастнезит, паризит, бербанкит, анкилит, карбоцернаит, синхизит и др.). В карбонатитах других T -фаций редкие земли рассеяны в породообразующих и аксессуарных минералах — в основном в карбонатах, апатите, перовскит-дизаналите, пироклор-гачеттолите, сфене и др. Характерно, что известные рудопроявления и месторождения редких земель карбонатитового типа связаны с карбонатитами хлорито-серицито-анкеритовой фации.

На проявление тех или иных фациальных и генетических типов карбонатитов и температурные границы фаций существенное влияние оказывает глубина формирования комплексных массивов относительно палеоповерхности [20]. С уменьшением H происходит выклинивание полей устойчивости минеральных парагенезисов амфиболо-доломито-кальцитовой фации, а затем — альбито-кальцитовой фации, так что в приповерхностных и вулканических комплексах проявлены только карбонатиты калишпато-кальцитовой и хлорито-серицито-анкеритовой фаций. Соответственно изменяется степень дифференцированности карбонатитов — она максимальна в глубинных комплексах и минимальна в приповерхностных и вулканических.

При изучении геохимии РЗЭ в карбонатитах основное внимание было уделено распределению РЗЭ в карбонатитах разных T -фаций, причем из комплексов разной глубинности. Кроме того, рассматривалось распределение РЗЭ в зональных телах карбонатитов, относящихся к одной T -фации. Все анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР Е. В. Смирновой. Состав РЗЭ определялся прямым спектрографическим методом на ДФС-13 с решеткой 1200 шт/мм⁴. Средние содержания РЗЭ в карбонатитах⁵ приведены в табл. 1, 3, силикатных щелочных пород — в табл. 2.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В КАРБОНАТИТАХ РАЗНЫХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ФАЦИЙ

Большесаянский массив. Комплекс относится к мезоабиссальной фации глубинности, представлен глубоким эрозионным срезом (отличным от апикального), в его строении участвуют карбонатиты всех температурных фаций. В карбонатитах на фоне понижения температуры отмечается волнообразное изменение суммы РЗЭ и иттрия, связанное с накоплением РЗЭ в карбонатитах альбито-кальцитовой и хлорито-серицито-анкеритовой фаций (см. табл. 1). Минимальным средним содержанием РЗЭ характеризуются кальцитовые карбонатиты калишпато-кальцитовой фации. Однако уже в T -условиях этой фации фиксируется привнос РЗЭ. Карбонатиты калишпато-кальцитовой фации в среднем содержат в 2,6—3,2 раза больше РЗЭ, нежели пироксениты и ийолит-мельтейгиты (см. табл. 2), по которым они главным образом развиваются [17]. При этом карбонатиты калишпато-кальцитовой фации несколько богаче легкими лантаноидами

⁴ Описание методики приведено в работе [24].

⁵ Средние содержания РЗЭ и иттрия в карбонатитах каждого комплекса вычислялись в соответствии с площадным распространением карбонатитов каждой T -фации, а средние концентрации РЗЭ и иттрия в карбонатитах определенной T -фации — в соответствии с площадным развитием отдельных изофациальных типов карбонатитов.

Среднее содержание редкоземельных элементов и иттрия в карбонатах, г/т

Фация	Кол-во проб в усреднении	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	$\Sigma TR+Y$	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$	$\frac{La}{Yb}$	δEu
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Большесаянский массив¹</i>																	
Калишпато-кальцитовая	16	360	430	51	255	32	7,8	28	18	—	6	2,8	108	1299	7,0	136	0,81
Альбито-кальцитовая	17	575	760	90	390	42	9,2	34	23	4,8	12	3,7	93	2037	10,9	161	0,76
Амфиболо-доломито-кальцитовая	8	390	540	64	240	40	8,3	30	20	2,0	5	2,4	53	1394	11,4	162	0,73
Хлорито-серицито-анкеритовая	23	997	1600	176	738	146	14,6	40	26	—	17	4,1	109	3868	18,7	243	0,46
а) бескварцевые карбонаты	18	1000	1600	176	740	145	14,0	38	25	—	16	3,9	95	3853	20,6	256	0,44
б) кварцсодержащие карбонаты	5	935	1600	180	705	150	26,0	77	52	7,8	30	9,0	390	4164	6,4	104	0,69
Всего по массиву	64	524	747	84	368	52	9,9	31	21	—	9,4	3,2	83	1933	12,1	164	0,72
<i>Малосаянский массив</i>																	
Калишпато-кальцитовая	4	210	330	30	130	23	7,4	26	16	—	7	2,8	68	850	6,1	75	0,96
Альбито-кальцитовая	17	330	525	40	205	40	9,4	55	25	2,7	12	3,1	55	1302	7,5	106	0,64
Амфиболо-доломито-кальци- товая	5	240	385	34	160	33	5,8	41	22	—	5	2,2	33	961	8,3	109	0,51
Хлорито-серицито-анкеритовая	13	748	1216	114	539	106	20,5	45	28	—	11	5,8	176	3009	10,3	129	0,80
а) бескварцевые карбонаты	9	765	1240	115	535	102	18,0	36	22	—	8	4,8	141	2987	13,1	159	0,76
б) кварцсодержащие карбонаты	4	590	1000	111	570	146	49,0	134	81	10	41	15,0	486	3233	3,2	39	1,10
Всего по массиву	39	418	669	59	286	52	12,8	43	25	—	9,7	3,4	83	1661	9,1	123	0,84
<i>Ярминская зона</i>																	
Хлорито-серицито-анкеритовая	28	200	400	58	320	215	96	300	147	23	72	37	660	2534	1,04	5,4	1,20
<i>Большезидойский массив</i>																	
Альбито-кальцитовая	2	650	1050	120	620	43	16	60	36	5,2	14	5,4	85	2705	12,1	120	1,01
<i>Алданский массив</i>																	
Калишпато-кальцитовая	6	445	600	73	325	34	12,0	37	23	—	8	2,5	87	1646	9,5	184	1,08
Альбито-кальцитовая	9	515	815	91	330	43	12,2	60	36	—	14	3,3	72	1991	9,8	156	0,78
Амфиболо-доломито-кальци- товая	3	340	630	70	250	37	8,9	41	27	—	7	1,7	39	1452	11,5	200	0,73
Хлорито-серицито-анкеритовая	4	1200	2300	290	950	132	19,0	65	44	—	19	7,1	148	5114	17,0	169	0,58
Всего по массиву	22	569	958	103	407	53	12,6	52	33	—	12	3,4	80	2283	11,7	167	0,76
<i>Комплекс Турьего полуострова</i>																	
Калишпато-кальцитовая	11	410	735	80	270	45	13,2	38	20	—	4	2,3	58	1675	12,7	178	0,96
Альбито-кальцитовая	19	420	775	85	315	47	10,4	41	27	—	5	3,2	51	1779	13,0	131	0,73
Амфиболо-доломито-кальци- товая	6	275	495	62	200	50	8,7	30	19	—	3	1,7	26	1171	13,6	159	0,66
Хлорито-серицито-анкеритовая	7	470	900	100	370	85	12,4	38	23	—	5	2,5	49	2055	16,4	188	0,60
Всего по массиву	43	405	739	83	289	46	10,2	39	24	—	4,4	2,7	48	1690	13,3	150	0,75
<i>Ковдорский массив</i>																	
Калишпато-кальцитовая	6	380	530	55	180	18	6,5	24	18	—	4	2,0	46	1264	12,4	190	1,00
Альбито-кальцитовая	12	395	655	67	260	46	9,6	38	21	—	5	2,7	32	1532	14,5	146	0,71
Амфиболо-доломито-кальци- товая	4	260	500	50	210	52	8,3	32	17	—	3	1,8	22	1154	14,6	144	0,60
Хлорито-серицито-анкеритовая	4	370	740	76	305	77	9,8	33	20	—	7	2,5	20	1661	19,0	148	0,53
Всего по массиву	26	347	638	84	253	44	9,0	36	21	—	4,9	2,6	33	1473	14,0	133	0,70
<i>Массив Озерная Варакка</i>																	
Калишпато-кальцитовая	4	370	650	69	210	37	10,3	36	23	—	7	3,2	67	1482	9,9	116	0,89
Альбито-кальцитовая	2	450	850	85	345	48	10,9	59	32	—	8	3,6	70	1962	10,3	125	0,65
Всего по массиву	6	418	770	79	291	49	10,7	49	29	—	7,6	3,5	69	1771	10,1	119	0,74
<i>Гулинский массив</i>																	
Калишпато-кальцитовая	13	380	490	60	220	28	9,7	19	12	—	6	2,8	55	1283	12,5	136	1,28
Альбито-кальцитовая	7	450	560	63	290	36	8,6	29	18	—	5,3	2,6	49	1503	14,8	173	0,82
Амфиболо-доломито-кальци- товая	5	230	310	30	150	30	5,6	19	12	—	3	1,6	15	807	14,8	144	0,70
Хлорито-серицито-анкеритовая	20	100	140	16	80	18	2,3	10	6	—	—	1,2	16	389	10,8	83	0,48
Всего по массиву	45	280	365	43	210	27	7,4	17	10	—	5,0	2,1	36	1002	13,3	133	1,01

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Массив Одихинча</i>																	
Калишпато-кальцитовая	4	390	490	55	135	19	4,9	15	—	—	4	1,4	49	1164	15,6	278	0,89
Альбито-кальцитовая	6	460	795	90	280	33	6,1	11	—	—	6	3,7	57	1742	21,3	124	0,81
Всего по массиву . . .	10	425	642	73	208	26	5,5	13	—	—	5	2,5	53	1454	18,6	170	0,85
<i>Комплекс Мушугай-Худук (МНР)²</i>																	
Калишпато-кальцитовая	2	560	675	—	215	22	11	—	—	—	—	2,5	47	1532	30,0	224	—
Хлорито-серицито-анкеритовая	84	4314	3689	539	1110	110	35,6	54	39	7,7	25	7,0	160	10091	33,4	616	1,40
карбонатиты	53	3432	2704	536	915	110	36	34	24	8,5	—	4,6	112	7916	42,3	746	1,54
карбонатно-флюоритовые																	
породы	15	8660	7540	671	1865	145	48	74	68	8,0	20	16,5	321	19437	37,3	525	1,35
карбонатно-кварцевые »	12	2633	2267	296	480	46	14	42	22	3,0	25	3,6	112	5944	27,6	731	1,24
флюорито-целестиновые »	4	3300	5550	715	2425	128	35	88	41	6,0	34	11,2	314	12647	24,6	295	1,21
Всего по массиву . . .	86	4226	3619	534	1090	198	35	54	39	7,7	25	6,8	158	9903	33,0	621	1,30
<i>Комплекс Баян-Хушу (МНР)²</i>																	
Хлорито-серицито-анкеритовая	18	6110	5110	656	900	92	38,8	33	23	4,9	—	2,9	94	13065	81,7	2106	1,82
<i>Улугейский комплекс (МНР)</i>																	
Калишпато-кальцитовая	20	538	679	—	344	51	20	—	—	—	—	2,1	51	1689	28,6	256	—
<i>Комплекс Форт-Портал (Уганда)³</i>																	
	8	417	710	76	275	30	8,1	29	20	—	9,6	5,4	78	1658	10,6	77	0,87
<i>Комплекс Олдоиньо-Ленгаи (Танзания)³</i>																	
	3	590	550	56	165	16	2,7	20	12	—	4,4	1,8	42	1460	17,2	328	0,48
<i>Субвулканические комплексы Восточного рифта, Африка⁴</i>																	
	14	306	687,3	72,1	288,5	46,5	9,4	34,7	26,1	—	15,3	10,9	118,5	1620	6,9	28	0,72
<i>Комплекс Керимаси (Танзания)⁴</i>																	
	4	251	434	45,7	140	25,5	4,2	21,5	13,7	—	8,8	6,1	75	1035	7,2	41	0,56

¹ Включая данные Ю. А. Балашова, Л. К. Пожарицкой (1965).

² Включая данные В. И. Коваленко, В. С. Самойлова, Е. В. Смирновой и др. (1977).

³ Включая данные В. И. Герасимовского, А. И. Полякова (1974).

⁴ Согласно В. И. Герасимовскому, А. И. Полякову (1974).

Среднее содержание редкоземельных элементов и иттрия в щелочных породах комплексных массивов, г/т

Породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Y	$\Sigma TR+Y$	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$	$\frac{La}{Yb}$	δEu
<i>Восточно-Саянская провинция</i>															
<i>Большесаянский массив</i>															
Пироксениты (3) ¹	108	136	—	76	15	4,3	17	10	—	2,4	40	408	4,9	45	0,85
Йолиит-мельтейгиты (5)	121	175	—	84	18	5,1	24	16	—	3,6	59	506	3,9	34	0,79
Щелочные сyenиты (3)	61	95	—	50	11	2,1	12	8	—	1,4	28	268	7,8	44	0,58
<i>Малосаянский массив</i>															
Пироксениты (3)	155	230	—	110	18	6,2	15	10	—	3,2	76	623	5,0	48	1,18
Йолиит-мельтейгиты (3)	167	270	30	150	31	7,0	32	23	7	4,8	95	817	4,0	35	0,70
Щелочные сyenиты (6)	57	83	—	50	10	1,5	9	5	—	0,9	15	232	6,7	63	0,48
<i>Сетте-Дабанская провинция</i>															
<i>Алданский массив</i>															
Пироксениты (2)	135	235	—	155	28	9,7	22	14	—	3,9	61	664	5,6	35	1,21
Йолиит-мельтейгиты (3)	150	260	—	130	26	5,9	18	10	—	3,2	73	676	5,5	47	0,82
Нефелиновые сyenиты (2)	74	128	—	56	9	1,9	10	5	—	1,4	32	317	5,6	53	0,62
<i>Восточно-Африканская провинция²</i>															
<i>Восточно-рифтовая зона</i>															
Щелочной пикрит	46	97	10	40	6,5	1,8	6,0	4,0	2,6	2,2	28	250	4,2	21	0,88
Оливиновый меллитит	63	145	13,3	53,5	10,5	2,5	8,0	5,9	2,7	2,3	29	340	5,6	27	0,84
Меланефелиниты	68	117	14,0	52	10,9	2,0	8,8	6,3	3,3	2,5	31	322	4,8	28	0,63
Нефелиниты	110	179	14,8	53	8,5	1,9	6,9	4,3	3,0	2,2	28,6	414	7,5	50	0,77
Фонолиты	93,5	163	17,6	54,3	10,0	1,7	7,9	5,4	3,1	2,2	28,5	390	7,3	43	0,59
<i>Западная рифтовая зона</i>															
Катунгиты	202	440	41	170	23	6,0	13	5,9	4,0	2,45	38	955	12,3	82	1,01
Угандиты	100	220	20,9	80,1	12,4	2,9	8,8	6,2	3,3	2,4	28	483	8,8	42	0,85
Мелалейцититы	116	215	18	77,5	13,2	2,3	8,5	4,6	3,0	2,3	35	500	8,1	50	0,64
Нефелиновые лейцититы	77	151	18,7	60,5	9,7	1,2	5,6	3,0	2,1	1,6	27	360	7,8	48	0,48
<i>Южно-Гобийская провинция³</i>															
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>															
Нефелиновые мелалейцититы-меланефелиниты	360	628	40	354	50	17,0	5,0	—	5,0	3,1	62	1524	19,3	116	1,73
Субщелочные трахиты и лейко-трахиты	223	360	42	163	24	4,0	9,0	7,2	3,3	2,3	42	880	12,8	97	0,71
Трахирнодациты	170	300	36	133	21	1,5	13,0	10	5,3	4,3	47	741	8,3	40	0,27

¹ В скобках — число проб в усреднении.² Данные В. И. Герасимовского, А. И. Полякова (1974).³ Данные В. И. Юваленко, В. С. Самойлова и др. (1977).

Содержание редкоземельных элементов и иттрия в зональных телах карбонатитов, г/т

Разновидности карбонатитов	Кол-во проб в усреднении	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	$\Sigma TR+Y$	δEu
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Большесаянский массив</i>															
Калишпато-кальцитовая фация															
Биотит-пироксеновые	8	330	400	48	250	30	7,1	30	20	—	5	3,3	115	1264	0,75
Флогопит-форстеритовые	4	430	500	57	268	40	9,1	24	12	—	8	1,6	90	1428	0,87
Флогопитовые (форстеритсодержащие)	2	445	560	60	290	44	13,0	22	12	—	6	1,5	75	1529	1,18
Анхимономинеральные кальцитовые	2	495	590	62	330	45	14,0	18	10	—	4	1,5	70	1640	1,32
Альбито-кальцитовая фация															
Флогопито-диопсидовые	6	435	630	81	324	37	8,2	35	26	4,0	13	4,0	100	1697	0,72
Флогопито-форстеритовые	7	715	890	99	458	46	10,3	33	20	5,6	11	3,4	86	2377	0,80
Флогопитовые	2	580	740	87	400	39	10,0	26	17	—	9	3,6	88	1997	0,94
Анхимономинеральные кальцитовые	2	530	670	80	370	37	11,1	21	12	—	6	2,7	82	1822	1,16
Амфиболо-доломито-кальцитовая фация															
Доломито-кальцитовый:															
внешняя зона	2	390	545	85	270	46	7,8	29	11	3	9	3,2	62	1461	0,63
внутренняя зона	4	390	540	60	235	39	8,5	31	23	2	4	2,2	52	1387	0,76
тыловая зона	2	375	530	53	220	34	8,4	26	17	—	3	2,1	45	1313	0,87
Хлорито-серицито-анкеритовая фация															
Анкеритовый:															
внешняя зона	6	953	1483	171	717	133	10,8	33	17	—	9	3,3	60	3590	0,37
внутренняя зона	12	1020	1650	178	750	150	15,8	40	29	—	19	4,2	110	3966	0,48
<i>Малосаянский массив</i>															
Калишпато-кальцитовая фация															
Биотит-пироксен-карбонат-калишпато-вые породы	2	200	300	26	125	22	6,8	27	15	—	9	3,1	78	812	0,89
Биотит-пироксеновые	2	220	360	34	135	26	8,0	25	17	—	5	2,5	55	888	0,99
Биотитовые	1	240	390	35	140	28	9,9	20	13	—	—	2,3	47	925	1,27
Анхимономинеральные кальцитовые	1	295	420	37	140	28	10,5	15	10	—	—	1,8	49	1007	1,48
Альбито-кальцитовая фация															
Альбит	4	160	215	24	100	18	3,2	21	15	—	—	3,3	68	627	0,52
Альбит-биотит-пироксеновый	3	320	510	45	195	38	7,9	50	32	3,5	14	4,4	96	1316	0,58
Биотит-пироксеновый	5	360	570	49	210	43	8,9	42	24	2,9	10	3,8	84	1408	0,66
Пироксеновый	2	370	590	50	210	44	8,9	35	21	—	6	2,5	83	1420	0,70
Анхимономинеральный кальцитовый	2	385	610	52	230	46	10,3	31	19	—	5	2,4	58	1448	0,82
Амфиболо-доломито-кальцитовая фация															
Биотито-амфиболовый:															
внешняя зона	2	250	410	36	175	38	5,4	44	26	—	6,9	2,7	42	1036	0,42
внутренняя зона	2	250	380	33	155	30	6,2	38	20	—	4,0	1,8	30	948	0,59
Биотитовый (тыловая зона)	1	150	335	34	140	36	8,6	50	28	—	5,0	3,0	24	814	0,65
Хлорито-серицито-анкеритовая фация															
Доломитовый (внешняя зона)	3	690	1160	100	477	98	15,0	30	18	—	6	3,1	116	2713	0,68
Анкеритовый (внутренняя зона)	6	797	1274	121	556	104	19,3	39	24	—	9	5,5	152	3101	0,79
<i>Алданский массив</i>															
Калишпато-кальцитовая фация															
Биотит-пироксеновый	3	320	490	62	270	30	10,4	42	27	—	9	3,2	97	1360	0,94
Флогопито-форстеритовый	2	530	675	80	360	37	13,4	34	20	—	7	2,0	79	1837	1,18
Анхимономинеральный кальцитовый	1	520	655	76	335	32	13,1	29	17	—	5	2,1	84	1768	1,35
Альбито-кальцитовая фация															
Флогопито-диопсидовый	3	470	760	83	295	40	11,6	64	40	—	16	4,2	90	1874	0,73
Флогопито-форстеритовый	5	535	855	95	350	44	13,2	56	34	—	13	2,9	65	2063	0,85
Анхимономинеральный кальцитовый	1	560	890	98	325	41	15,1	46	29	—	10	2,2	54	2070	1,11
Амфиболо-доломито-кальцитовая фация															
Доломито-кальцитовый:															
внешняя зона	3	340	630	70	250	37	8,9	41	27	—	7	1,7	39	1452	0,73
внутренняя зона	1	330	575	61	240	34	8,4	33	20	—	5	1,3	33	1340	0,79
Хлорито-серицито-анкеритовая фация															
Анхимономинеральные анкеритовые	4	1200	2300	230	950	132	19,0	65	44	—	19	7,1	148	5114	0,58

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Ковдорский массив</i>															
Калишнато-кальцитовая фация															
Тело флогопито-форстеритовых карбонатов среди фенитов															
Биотито-пироксеновый	1	350	520	62	190	22	6,3	24	16	—	5	2,2	53	1250	0,88
Флогопито-форстеритовый:															
внешняя зона	1	340	500	56	195	26	8,2	21	15	—	3	1,7	43	1209	1,08
внутренняя зона	1	360	510	55	190	30	7,1	24	15	—	4	1,8	44	1241	0,82
тыловая зона	1	350	500	57	210	28	7,4	20	12	—	—	1,6	47	1233	0,94
Тела биотито-пироксеновых карбонатов среди ийолитов															
Биотит-пироксеновый карбонатит:															
внешняя зона	1	420	545	52	160	16	5,7	24	20	—	5	2,4	48	1298	0,87
внутренняя зона	2	400	535	53	150	12	5,7	23	18	—	4	2,2	45	1248	1,08
Анхимономинеральный кальцитовый	1	480	610	65	190	24	8,8	18	10	—	—	1,6	33	1441	1,31
Альбито-кальцитовая фация															
Флогопито-диопсидовый	3	440	560	51	210	45	9,0	40	25	—	6	3,1	41	1430	0,66
Флогопито-форстеритовый	6	474	663	75	283	46	9,6	37	19	—	4,6	2,5	28	1642	0,72
Флогопитовый (форстеритосодержащий)	1	455	660	72	280	43	9,5	32	18	—	4	2,0	24	1600	0,78
Анхимономинеральный кальцитовый	2	480	650	77	290	48	10,9	26	15	—	3	1,8	22	1624	0,89
Амфиболо-доломито-кальцитовая фация															
Наиболее лейкократовый доломито-кальцитовый	1	240	460	46	175	41	7,9	29	17	—	3	1,4	20	1040	0,70
Хлорито-серпичито-анкеритовая фация															
Анхимономинеральные доломитовые	4	370	740	76	305	77	9,8	33	20	—	7	2,5	20	1661	0,53
<i>Гулинский массив</i>															
Калишнато-кальцитовая фация															
Основное тело флогопито-форстеритовых карбонатитов Южного штока															
Карбонатизированный ийолит	1	130	140	—	80	10	2,5	11	8	—	—	1,5	19	402	0,77
Флогопито-диопсидовый карбонатит	1	240	360	—	150	18	6,6	15	10	—	—	2,0	35	837	1,24
Флогопито-форстеритовый карбонатит															
внешняя часть тела	2	370	465	56	230	24	8,8	18	10	—	6	2,8	50	1241	1,31
внутренняя » »	2	390	490	66	260	32	10,6	22	13	—	5	3,1	58	1311	1,21
тыловая » »	2	385	525	60	175	29	9,8	18	13	—	7	2,5	62	1287	1,27
Жила флогопито-диопсидового карбонатита среди ийолитов (апофиз карбонатитов Южного штока)															
Мезолитовый флогопито-диопсидовый (экзоконтакт жилы)	1	120	150	—	72	11	2,8	10	7	—	—	1,2	17	391	0,84
Лейкократовый флогопито-диопсидовый (эндоконтакт жилы)	1	280	390	30	175	22	8,2	20	16	—	—	2,8	43	987	1,22
То же (центральная часть жилы)	1	310	420	37	190	24	9,1	25	15	—	—	2,6	40	1073	1,17
<i>Руды Ковдорского массива</i>															
Тело 1															
Форстерит-диопсид-магнетит-апатитовая порода (внешняя экзоконтактовая зона)	1	45	115	—	32	10	2,2	10	7	—	—	2,1	16	239	0,69
Форстерит-магнетит-апатитовая порода:															
внутренняя экзоконтактовая зона	1	82	170	—	65	13	3,4	15	10	—	—	2,8	20	381	0,78
эндоконтактовая зона	2	120	290	—	105	15	5,1	11	8	—	—	3,0	29	586	1,21
внутренняя зона	2	135	310	—	120	18	5,7	12	10	—	—	2,4	26	639	1,16
Тело 2															
Диопсид-магнетит-апатитовая порода (внешняя зона)	1	76	145	—	50	14	3,1	15	8	—	—	2,2	23	336	0,68
Апатит-магнетит-форстеритовая (30% апатита)	1	105	215	—	80	15	3,2	12	8	—	—	2,6	24	465	0,75
Форстерит-магнетит-апатитовая (62% апатита) (внутренняя зона)	1	220	400	—	135	22	4,9	15	10	—	—	3,0	32	842	0,81

Примечание. В настоящей таблице породы (пробы) расположены сверху вниз по мере их удаления от контакта с вмещающими породами.

$\left(\frac{\Sigma \text{Ce}^6}{\Sigma \text{Y}} = 7,0\right)$ против 3,9—4,9 в щелочно-ультраосновных породах) (см. табл. 1, 2).

Еще в большей мере РЗЭ накапливаются в рудоносных карбонатах альбито-кальцитовой фации, в среднем содержащих в 1,6 раза больше РЗЭ, чем карбонаты калишпато-кальцитовой фации, и в 4—5 раз больше по сравнению со щелочно-ультраосновными породами. Накопление РЗЭ в карбонатах альбито-кальцитовой фации, прежде всего, обусловлено обогащением их легкими лантаноидами. В T -условиях амфиболо-доломито-кальцитовой фации дальнейшего привноса РЗЭ не устанавливается. Напротив, при развитии доломито-кальцитовых карбонатов по кальцитовым карбонатам альбито-кальцитовой фации происходит некоторый вынос РЗЭ. В среднем по суммарному содержанию РЗЭ и иттрия доломито-кальцитовые карбонаты весьма близки к карбонатам калишпато-кальцитовой фации, но относительно богаче последних легкими лантаноидами.

Накопление РЗЭ, причем наиболее значительное, вновь отмечается в T -условиях хлорито-серицито-анкеритовой фации. При этом максимальным средним содержанием РЗЭ определяются кварцсодержащие карбонаты этой фации (см. табл. 1).

На фоне понижения T в значительном диапазоне ($\Delta T \approx 400^\circ\text{C}$) образующиеся карбонаты все более обогащаются легкими лантаноидами, что выражается в возрастании величины отношения $\frac{\Sigma \text{Ce}}{\Sigma \text{Y}}$ в среднем почти в 3 раза при переходе от карбонатов калишпато-кальцитовой фации $\left(\frac{\Sigma \text{Ce}}{\Sigma \text{Y}} = 7,0\right)$ к бескварцевым карбонатам хлорито-серицито-анкеритовой фации $\left(\frac{\Sigma \text{Ce}}{\Sigma \text{Y}} = 20,6\right)$. В то же время формирование кварцсодержащих анкеритовых карбонатов последней фации сопровождается существенным относительным накоплением тяжелых лантаноидов и иттрия $\left(\frac{\Sigma \text{Ce}}{\Sigma \text{Y}} = 6,4\right)$. В условиях хлорито-серицито-анкеритовой фации при смене бескварцевых карбонатов кварцсодержащими отмечается рост содержания не только ΣY , но и самария и европия (почти в 2 раза) при постоянстве содержания церия и понижении концентраций лантана и неодима (см. табл. 1). При этом ΣCe уменьшается незначительно (в 1,02 раза), и рост общего содержания РЗЭ обуславливается увеличением ΣY (в 3,2 раза).

Составы РЗЭ во всех фациальных типах карбонатов Большесаянского массива по отношению к хондритам характеризуются постепенно понижающейся степенью концентрирования при переходе от легких лантаноидов к тяжелым и иттрию. В то же время по мере понижения T фиксируется закономерное изменение $\delta \text{Eu} = \text{Eu}/\text{Eu}^*$. Сначала отмечается понижение δEu в среднем от 0,81 в карбонатах калишпато-кальцитовой фации до 0,44 в случае бескварцевых карбонатов хлорито-серицито-анкеритовой фации, а затем возрастание δEu в кварцсодержащих карбонатах (в среднем $\delta \text{Eu} = 0,69$).

С понижением температуры и раскислением среды минералообразования [20] связано закономерное увеличение значений отношений $\frac{\text{Ce}}{\text{La}}$ и $\frac{\text{Pr}}{\text{La}}$. Подобная же тенденция выявляется в случае отношения $\frac{\text{Sm}}{\text{La}}$, но она в целом не выражена в случае отношения $\frac{\text{Nm}}{\text{La}}$ (см. табл. 1).

* Если принять $\Sigma \text{Ce} = \text{La} + \text{Ce} + \dots + \text{Eu}$, а $\Sigma \text{Y} = \text{Gd} + \dots + \text{Yb} + \text{Y}$.

Таким образом, данные по изучению составов РЗЭ в карбонатитах Большесаянского массива свидетельствуют о том, что эти породы формировались из карбонатитообразующей системы, испытавшей значительную дифференциацию при изменении температурного режима, что подтверждают данные геологических и минералого-петрографических исследований [17]. В процессе этой дифференциации происходило отчетливое разделение легких и тяжелых лантаноидов и формирование дифференциатов с пониженной величиной δEu .

Малосаянский массив. Комплекс относится к мезоабиссальной фации глубинности (к ее верхней части), представлен эрозионным срезом, близким к апикальному, в его строении принимают участие карбонатиты всех температурных фаций. Выявлено много общих черт в распределении РЗЭ в карбонатитах Мало- и Большесаянского массивов.

1. При переходе от наиболее высокотемпературных карбонатитов калишпато-кальцитово-анкеритовой фации к низкотемпературным карбонатитам хлорито-серицито-анкеритовой фации фиксируется волнообразное изменение средних содержаний РЗЭ (см. табл. 1). Для накопления РЗЭ наиболее благоприятны T -условия альбито-кальцитово-анкеритовой фации, причем максимум концентрирования РЗЭ приходится на кварцсодержащие карбонатиты последней фации. В условиях амфиболо-доломито-кальцитово-анкеритовой фации отмечается некоторый вынос РЗЭ (учитывая преимущественное развитие доломито-кальцитовых карбонатитов по рудоносным кальцитовым карбонатитам альбито-кальцитовой фации).

2. Минимальным средним содержанием РЗЭ характеризуются кальцитовые карбонатиты калишпато-кальцитово-анкеритовой фации. Однако и их формирование связано с привнесением РЗЭ. Рассматриваемые карбонатиты, главным образом развивающиеся по щелочным сиенитам и фенитам, по сравнению с последними содержат почти в 3 раза больше РЗЭ. Они и более богаты РЗЭ, чем щелочно-ультраосновные породы (см. табл. 1, 2).

3. На фоне понижения T наблюдается последовательное обогащение карбонатитов легкими лантаноидами ($\frac{\sum Ce}{\sum Y}$ увеличивается в 2,1 раза) вплоть до кварцсодержащих карбонатитов хлорито-серицито-анкеритовой фации, наоборот, характеризующихся относительным и (абсолютным) накоплением тяжелых лантаноидов и иттрия ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 3,2$) (см. табл. 1).

4. По отношению к хондритам составы РЗЭ во всех фациальных типах карбонатитов характеризуются постепенно понижающейся степенью концентрирования при переходе от легких лантаноидов к тяжелым и иттрию. При этом устанавливаются довольно резкие вариации величины δEu (см. табл. 1).

Однако выявляются и определенные различия в распределении РЗЭ в карбонатитах Мало- и Большесаянского массивов. Выражается это в следующем (см. табл. 1).

1. Фациальные аналоги карбонатитов Большесаянского массива в Малосаянском массиве беднее РЗЭ.

2. Смена бескварцевых карбонатитов хлорито-серицито-анкеритовой фации кварцсодержащими в Малосаянском массиве сопровождается более резким относительным и абсолютным обогащением последних тяжелыми лантаноидами и иттрием. При этом существенно увеличиваются концентрации европия (в 2,7 раза) и самария (в 1,4 раза), а также неодима, тогда как содержания лантана и церия заметно уменьшаются. Возрастание общего содержания РЗЭ при этой смене пород идет за счет выноса части легких лантаноидов и накопления тяжелых лантаноидов и иттрия.

3. С понижением температуры и раскислением минералообразующей среды в ряду последовательно формирующихся карбонатитов проявлены

тенденции в обогащении церием, празеодимом, неодимом и самарием относительно лантана.

4. В Малосаянском массиве минимальное значение $\delta Eu = 0,51$ приходится на доломито-кальцитовые, а не на доломитовые и анкеритовые карбонатиты. Как в область больших, так и меньших значений T (по сравнению с T -условиями амфиболо-доломито-кальцитовой фации) δEu возрастает. Максимальной величиной $\delta Eu = 1,1$ характеризуются кварцосодержащие карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фации. Обращает на себя внимание и тот факт, что в случае карбонатитов альбито-кальцитовой и амфиболо-доломито-кальцитовой фаций Малосаянского массива отмечается дефицит европия по отношению к спектрам РЗЭ в хондритах ($K_{Sm} > K_{Eu} < K_{Gd}$). Вероятно, этот дефицит европия в определенной мере компенсируется его накоплением в более поздних кварцосодержащих карбонатитах ($K_{Sm} \geq K_{Eu} > K_{Gd}$).

Таким образом, карбонатиты Малосаянского массива также возникли в процессе дифференциации карбонатитообразующей системы, но эта дифференциация, видимо, была более глубокой, нежели в случае карбонатитов Большесаянского массива.

Ярминская зона рассматривается как участок развития карбонатитов и сопряженных с ними пород в надишальной части не выходящего на поверхность комплекса [22]. Карбонатиты здесь в основном относятся к хлорито-серицито-анкеритовой фации, в них в тех или иных количествах присутствуют кварц, и они, очевидно, параллелизуются с кварцосодержащими карбонатитами Мало-, Большесаянского и других массивов. По сравнению с последними они несколько беднее РЗЭ, имеющими здесь специфический состав (см. табл. 1). Отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в них близко к единице, причем породы вообще аномально обогащены (среди карбонатитов) тяжелыми лантаноидами и иттрием, а также европием и самарием при сравнительно низких концентрациях лантана, церия, празеодима и неодима ($C_{La} < C_{Sm}, C_{Sm} + C_{Eu} \approx C_{Nd}$). Специфично в рассматриваемых карбонатитах Ярминской зоны и концентрирование РЗЭ относительно хондритов (рис. 1). Кривая концентрирования имеет слабо асимметричный волнообразный характер со слабым минимумом церия и отчетливым селективным концентрированием самария, европия и гадолиния с максимумом европия. При этом $K_{Sm} = K_{Gd}, K_{Dy} = K_{Ce}$, а $\delta Eu = 1,2$. Последнее позволяет рассматривать карбонатиты Ярминской зоны как продукт глубокой дифференциации карбонатитообразующей системы.

Большезидойский массив принадлежит к числу глубокоэродированных комплексов гипабиссальной фации [20]. Карбонатиты, получившие в его пределах незначительное развитие, относятся к альбито-кальцитовой фации. Среди своих фациальных аналогов эти карбонатиты выделяются высоким средним содержанием РЗЭ (см. табл. 1). Они резко обогаще-

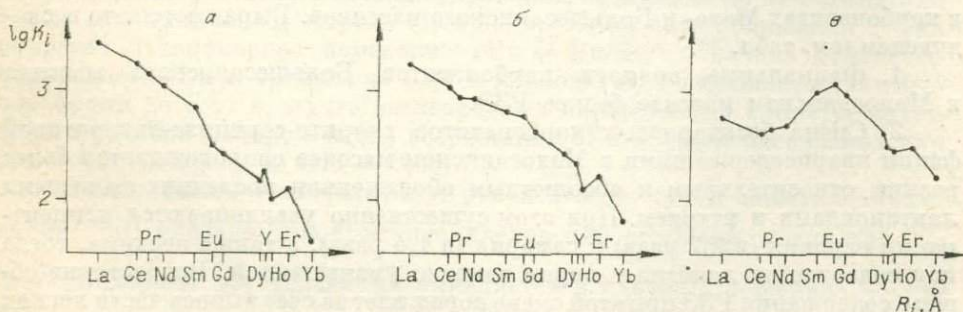


Рис. 1. Концентрирование РЗЭ относительно хондритов в кварцосодержащих карбонатитах Большесаянского (а), Малосаянского (б) массивов и Ярминской зоне (с). $K_i = TR_{\text{породе}}/TR_{\text{хондрите}}$.

ны легкими лантаноидами, среди которых основную роль играют лантан, церий и неодим (как в карбонатах альбито-кальцитовой фации других комплексов), составляющие 86% от суммы РЗЭ и иттрия. По величине $\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 12,4$

карбонаты Большежидойского массива несколько отличаются от их фациальных аналогов из мезоабиссальных массивов Восточной Сибири, но сопоставимы с карбонатами альбито-кальцитовой фации из гипабиссальных комплексов Кольского полуострова и севера Сибири (см. табл. 1). Состав РЗЭ в карбонатах Большежидойского массива по сравнению с хондритами характеризуется постепенно понижающейся

концентрацией при переходе от легких лантаноидов к тяжелым и иттрию. При этом самарий, европий и гадолиний концентрируются практически в одинаковой степени, так что $K_{Sm} \approx K_{Eu} \approx K_{Gd}$ и $\delta Eu = 1,01$. Следовательно, выявляется линейная связь между коэффициентами концентрирования самария, европия и гадолиния (относительно их содержаний в хондритах), и можно было бы предположить, судя по величине δEu , что рассматриваемые карбонаты — продукты недифференцированной карбонатитообразующей системы. Однако на кривой концентрирования (рис. 2) наблюдается горизонтальное плечо Sm — Eu — Gd, что, видимо, не характерно для недифференцированных систем мантийного происхождения и скорее объясняется накоплением европия и гадолиния относительно самария в процессе дифференциации первичной карбонатитообразующей системы.

Алданский массив относится к мезоабиссальной фации глубинности, представлен глубоко эрозионным срезом. В его строении принимают участие карбонаты всех температурных фаций. Распределение РЗЭ в них во многом аналогично таковому в карбонатах Большеаянского массива (см. табл. 1.):

а) выявляется волнообразное изменение средних содержаний РЗЭ при переходе от наиболее высокотемпературных карбонатов калишпато-кальцитовой фации к относительно низкотемпературным бескварцевым карбонатам хлорито-серицито-анкеритовой фации⁷ с максимальным накоплением РЗЭ в последних;

б) привнос РЗЭ фиксируется в *T*-условиях калишпато-кальцитовой фации, карбонаты которой содержат в 2,4—2,5 раза больше РЗЭ, нежели щелочно-ультраосновные породы. При этом карбонаты заметно богаче легкими лантаноидами (см. табл. 1, 2);

в) при понижении *T* отмечается закономерное накопление в карбонатах легких лантаноидов относительно тяжелых и иттрия — $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$ увеличивается от 9,5 в карбонатах калишпато-кальцитовой фации до 17,0 в бескварцевых карбонатах хлорито-серицито-анкеритовой фации. В этом же направлении устанавливается уменьшение δEu — от 1,08 до 0,58;

г) при понижении *T* и раскислении минералообразующей среды наблюдаются тенденции к возрастанию отношений $\frac{Ce}{La}$, $\frac{Sm}{La}$, $\frac{Pr}{La}$.

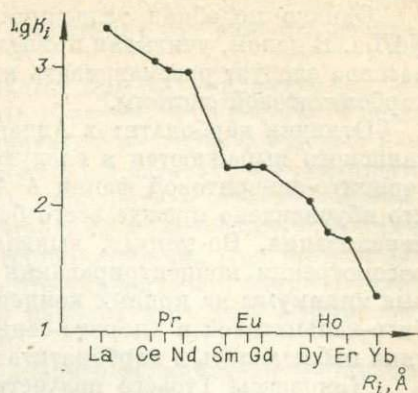


Рис. 2. Концентрирование РЗЭ в карбонатах Большежидойского массива.

⁷ К сожалению, кварцсодержащие карбонаты этой фации в Алданском массиве остались неизученными.

Однако подобная тенденция плохо выражена в случае отношения Nd/La. В целом, учитывая приведенные данные, карбонатиты Алданского массива следует рассматривать как продукты дифференциации первичной карбонатитовой системы.

Отличия карбонатитов Алданского массива от карбонатитов Большесаянского выражаются в следующем. Во-первых, карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фации в Алданском массиве заметно богаче РЗЭ, что обусловлено прежде всего большей ролью в них редкоземельной минерализации. Во-вторых, выявляется отчетливый дефицит европия при рассмотрении концентрирования РЗЭ относительно хондритов (европиевые минимумы на кривых концентрирования) в случае карбонатитов альбито-кальцитовой и хлорито-серицито-анкеритовой фации. Подобная картина наблюдалась в карбонатитах этих же фаций Малосаянского массива.

Комплексы Турьего полуострова и Ковдорский относятся к гипабиссальной фации глубинности [20]. В них установлены карбонатиты всех температурных фаций. Распределение РЗЭ в последних в основном такое же, как в карбонатитах мезоабиссальных комплексов, прежде всего Алданского и Малосаянского (см. табл. 1). Это касается как закономерностей в изменении $\Sigma TR + Y$ и $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ при переходе от высокотемпературных карбонатитов к низкотемпературным, так и характера концентрирования РЗЭ относительно хондритов. Минимальными величинами $\delta Eu = 0,53 - 0,60$ определяются самые поздние и низкотемпературные карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фации. При этом европиевые минимумы выявляются на кривых концентрирования РЗЭ для карбонатитов альбито-кальцитовой фации $K_{Sm} > K_{Eu} < K_{Gd}$, а в случае карбонатитов амфиболо-доломито-кальцитовой фации $K_{Sm} > K_{Eu} \approx K_{Gd}$. Следовательно, формирование карбонатитов Ковдорского массива и комплекса Турьего полуострова, несомненно, связано с глубокой дифференциацией первичной карбонатитовой системы.

В рассматриваемых комплексах фиксируется и разделение легких лантаноидов при понижении температуры. В Ковдорском массиве устанавливается соответствующее увеличение значений отношений $\frac{Ce}{La}, \frac{Pr}{La}, \frac{Nd}{La},$

$\frac{Sm}{La}$. В комплексе Турьего полуострова подобные же тенденции выражены для отношений $\frac{Ce}{La}$ и $\frac{Sm}{La}$, тогда как для отношений $\frac{Pr}{La}$ и $\frac{Nd}{La}$ они проявлены плохо. Обращает на себя внимание тот факт, что в отличие от мезоабиссальных комплексов смена карбонатитов альбито-кальцитовой фации карбонатитами амфиболо-доломито-кальцитовой фации сопровождается более интенсивным выносом РЗЭ. Происходит это как за счет ΣY , так и за счет ΣCe . Однако уменьшение ΣCe сопровождается ростом содержания самария (см. табл. 1).

Массив Озерная Варака также принадлежит к гипабиссальной фации глубинности. В его строении участвуют карбонатиты калишпато- и альбито-кальцитовой фаций. Смена первых последними, как и в других дифференцированных комплексах, сопровождается накоплением РЗЭ, прежде всего легких лантаноидов (увеличение $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$), и уменьшением δEu (см. табл. 1). При этом в карбонатитах альбито-кальцитовой фации фиксируется дефицит европия (относительно хондритов), так как $K_{Sm} > K_{Eu} < K_{Gd}$ (европиевый минимум).

Гулинский массив принадлежит к глубокоэродированному комплексу гипабиссальной фации (ее верхней части). В его строении принимают участие карбонатиты всех температурных фаций. Распределение РЗЭ в этих карбонатитах специфично и отличается от такового в карбонатитах ранее рассмотренных комплексов. В Гулинском массиве при переходе

от карбонатитов калишпато-кальцитово́й фа́ции к карбонатитам хлорито-серицито-анкеритовой фа́ции выявляются следующие особенности распределения РЗЭ (см. табл. 1):

1) максимальный привнос РЗЭ отмечается при формировании карбонатитов альбито-кальцитово́й фа́ции. Более поздние карбонатиты обеднены РЗЭ. В доломито-кальцитовых карбонатитах их содержание в 1,6—1,9 раза меньше, чем в ранних кальцитовых карбонатитах. Минимальными концентрациями РЗЭ характеризуются карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фа́ции, в среднем содержащие в 2,4 раза меньше РЗЭ даже по сравнению с доломито-кальцитовыми карбонатитами. При этом количество РЗЭ в карбонатитах хлорит-серицито-анкеритовой фа́ции Гулинского массива аномально низкое как для карбонатитов этой фа́ции, так и для карбонатитов вообще (см. табл. 1);

2) накопление РЗЭ в карбонатитах альбито-кальцитово́й фа́ции сопряжено с относительным обогащением образующихся пород легкими лантаноидами (увеличение $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$). Однако в дальнейшем подобного обогащения не выявляется. Доломито-кальцитовые карбонатиты характеризуются той же величиной $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$, что и карбонатиты альбито-кальцитово́й фа́ции, а карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фа́ции оказываются максимально богатыми тяжелыми лантаноидами и иттрием относительно легких лантаноидов;

3) не устанавливается закономерного увеличения значений отношений $\frac{Ce}{La}$ и $\frac{Pr}{La}$, хотя это наблюдается в случае отношений $\frac{Nd}{La}$ и $\frac{Sm}{La}$, т. е. при понижении T карбонатиты прежде всего относительно обогащаются наиболее тяжелыми РЗЭ среди легких лантаноидов;

4) уменьшается, причем значительно, величина δEu — от 1,28 в карбонатитах калишпато-кальцитово́й фа́ции до 0,48 в карбонатитах хлорито-серицито-анкеритовой фа́ции. Выявляется существенный дефицит европия в последних (относительно хондритов), выражающийся в появлении европиевого минимума ($K_{Sm} > K_{Eu} < K_{Gd}$).

Приведенные данные позволяют считать карбонатиты Гулинского массива продуктами первичной карбонатитовой системы, испытавшей глубокую дифференциацию. По сравнению с другими дифференцированными комплексами карбонатитов эта дифференциация не приводила к накоплению РЗЭ вообще и легких лантаноидов, в частности, в конечных продуктах дифференциации, представленных карбонатитами хлорито-серицито-анкеритовой фа́ции.

Массив Одихинча относится к глубокоэродированным комплексам гипабиссальной фа́ции (ее верхней части). Карбонатиты, играющие незначительную роль в его строении, в основном принадлежат к калишпато- и альбито-кальцитово́й T -фа́циям. Последние более богаты РЗЭ и особенно легкими лантаноидами, характеризуются меньшей величиной δEu (см. табл. 1), т. е. распределение РЗЭ в карбонатитах указанных выше T -фа́ций аналогично таковому в других комплексах. В отличие от некоторых из них, как и в Гулинском массиве, не выявляется заметного дефицита европия в карбонатитах альбито-кальцитово́й фа́ции ($K_{Sm} > K_{Eu} > K_{Gd}$, причем $K_{Sm} : K_{Eu} : K_{Gd} \approx 4 : 2 : 1$). Смена карбонатитов калишпато-кальцитово́й фа́ции карбонатитами альбито-кальцитовой фа́ции в массиве Одихинча сопровождается ростом отношений $\frac{Ce}{La}$, $\frac{Pr}{La}$, $\frac{Nd}{La}$, $\frac{Sm}{La}$.

Типичными представителями субвулканических (приповерхностных) комплексов являются многие комплексы Восточно-Африканской провин-

ции Геохимия РЗЭ в карбонатитах, участвующих в их строении, изучалась В. И. Герасимовским и др. [7, 8] (см. табл. 1). Эти карбонатиты обогащены РЗЭ при умеренном (для карбонатитов) преобладании легких лантаноидов над тяжелыми и иттрием ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 6,9$). Обращает на себя внимание несколько пониженная роль лантана среди легких лантаноидов ($\frac{La}{\sum Ce} = 0,22$). В рассматриваемых карбонатитах выявляется дефицит европия относительно хондритов — $\delta Eu = 0,72$ при $K_{Sm} > K_{Eu} \approx K_{Gd}$.

К числу приповерхностных относятся карбонатиты вулканоплутонических комплексов пустыни Гоби (МНР) — Мушугай-Худук, Баян-Хушу, Улугейского. В отличие от рассмотренных выше субвулканических комплексов Восточной Африки они характеризуются калиевой спецификой, т. е. здесь карбонатиты ассоциируют не с натриевой, а с калиевой серией щелочных пород [14].

В комплексе Мушугай-Худук обнаружены карбонатиты, которые могут быть отнесены к калишпато-кальцитовой (ранние) и хлорито-серицито-анкеритовой (поздние) фациям. Преобладают карбонатиты последнего типа, а также сопряженные с ними карбонатно-флюоритовые, карбонатно-кварцевые и другие породы, в которых карбонат подчинен флюориту, кварцу, бариту, целестину. Ранние карбонатиты комплекса Мушугай-Худук по уровню содержания и составу РЗЭ сопоставимы с субвулканическими карбонатитами Восточной Африки, а также с карбонатитами калишпато-кальцитовой фации гипабиссальных и мезоабиссальных массивов, но отличаются от них резким преобладанием легких лантаноидов при $\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 30$ (см. табл. 1). Ранние карбонатиты по относительной роли легких лантаноидов заметно отличаются и от ассоциирующихся с ними в комплексе Мушугай-Худук щелочных пород, для которых в среднем $\frac{\sum Ce}{\sum Y} < 20$ (см. табл. 2).

Еще в большей степени легкие лантаноиды накапливаются в поздних карбонатитах, для которых в среднем $\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 42,3$. Поздние карбонатиты весьма богаты РЗЭ (в среднем около 0,8% $\sum TR + Y$). Еще большие средние содержания РЗЭ фиксируются в карбонатно-флюоритовых и флюорито-целестиновых породах. Сопряженные с поздними карбонатитами породы также характеризуются весьма значительным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и иттрием ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 24,6-37,3$).

В поздних карбонатитах отмечается высокая роль лантана среди легких лантаноидов — $\frac{La}{\sum Ce} = 0,44$, что в 2 раза больше, чем в субвулканических карбонатитах Восточной Африки. При этом лантан преобладает над церием (см. табл. 1). Смена ранних карбонатитов поздними в комплексе Мушугай-Худук сопровождается не возрастанием, а уменьшением $\frac{Ce}{La}$, $\frac{Nd}{La}$, $\frac{Sm}{La}$.

Поздние карбонатиты комплекса Мушугай-Худук характеризуются избытком европия относительно хондритов ($\delta Eu = 1,54$ при $K_{Sm} > K_{Eu} \gg K_{Gd}$); это устанавливается и для пород, сопряженных с поздними карбонатитами (см. табл. 1).

Комплекс Баян-Хушу. Здесь обнаружены только карбонатиты и сопряженные с ними породы, сопоставляемые с образованиями хлорито-серицито-анкеритовой фации. Они весьма богаты РЗЭ при аномально высокой относительной роли легких лантаноидов ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 81,7$). Как и в слу-

чае поздних карбонатитов комплекса Мушугай-Худук, устанавливается преобладание лантана над церием (причем $\frac{La}{\Sigma Ce} = 0,47$) и избыток европия — $\delta Eu = 1,82$, а $K_{Sm} < K_{Eu} \gg K_{Gd}$.

В Улугейском комплексе изучавшиеся карбонатиты по уровню среднего содержания РЗЭ близки к ранним карбонатитам комплекса Мушугай-Худук. Как и последние, они характеризуются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и иттрием ($\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 28,6$), но отличаются большим концентрированием неодима, самария и европия при близких содержаниях лантана и церия (см. табл. 1).

Комплексе Керимаси относится к вулканической (поверхностной) фации глубинности. Известные здесь кальцитовые карбонатиты принадлежат к калищпато-кальцитовой температурной фации [20]. По уровню содержания РЗЭ они близки к карбонатитам этой же фации из других комплексов, а по отношению $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 7,2$ — карбонатитам ряда массивов (см. табл. 1), в строении которых принимают участие щелочные породы натриевой серии. Как и субвулканические карбонатиты Восточной Африки, рассматриваемые породы относительно обеднены лантаном ($\frac{La}{\Sigma Ce} = 0,28$). Кроме того, в них фиксируется относительно низкое количество неодима, так что главное значение среди легких лантаноидов имеет церий ($\frac{Ce}{\Sigma Ce} = 0,48$). Кальцитовые карбонатиты комплекса Керимаси характеризуются существенным дефицитом европия — $\delta Eu = 0,56$, причем $K_{Sm} > K_{Eu} < K_{Gd}$ (европиевый минимум). Следовательно, они также являются дифференциатами первичной мантийной системы.

В комплексе **Олдоиньо-Ленгаи**, в строении которого участвуют щелочные породы натриевой серии, обнаружены крайне редкие и известные только здесь эффузивные щелочные карбонатиты, формирующиеся в *T*-условиях калищпато-кальцитовой фации [20]. По среднему содержанию РЗЭ щелочные карбонатиты сопоставимы с кальцитовыми карбонатитами этой фации из прочих комплексов. Однако они отличаются от них преобладанием лантана над церием при высокой относительной роли лантана среди легких лантаноидов ($\frac{La}{\Sigma Ce} = 0,43$). Выявляется также понижен-

ное значение среди последних неодима, самария и европия, еще более резко выраженное, нежели в случае карбонатитов комплекса Керимаси (см. табл. 1). По сравнению с ними щелочные карбонатиты характеризуются еще большим дефицитом европия — $\delta Eu = 0,48$ при $K_{Sm} > K_{Eu} < K_{Gd}$, и их следует рассматривать как результат фракционирования первичной мантийной системы.

В комплексе **Форт-Портал** обнаружены вулканогенные кальцитовые карбонатиты, относящиеся к калищпато-кальцитовой температурной фации. Комплекс расположен в пределах Западного рифта Восточной Африки, характеризующегося проявлением щелочного магматизма с калиевой спецификой [8]. Однако по среднему содержанию РЗЭ и их составу карбонатиты Форт-Портала весьма близки к изофациальным кальцитовым карбонатитам комплексов, в строении которых принимают участие породы с натриевой спецификой. По сравнению с эффузивными кальцитовыми карбонатитами комплекса Керимаси в карбонатитах Форт-Портала выявляется большая роль легких лантаноидов. Однако отношение концентраций последних в сравниваемых карбонатитах практически одинаковое. В карбонатитах Форт-Портала только относительно повышено содержание неодима.

Остановимся на некоторых аспектах распределения РЗЭ в зональных телах карбонатитов.

Формирование карбонатитов прежде всего мезоабиссальных и гипабиссальных комплексов сопряжено со взаимодействием карбонатитообразующих систем с вмещающими породами, приводящим к образованию зональных тел карбонатитов. В предыдущем разделе приведены данные по распределению РЗЭ, базирующиеся на изучении средних составов карбонатитов каждой T -фазии (в определенных массивах), т. е. и средних составах зональных тел. Между тем ранее было показано [17], что на состав (в том числе и редкоэлементный) формирующихся карбонатитов может существенно влиять состав вмещающих пород. В зональных телах карбонатитов в наибольшей степени подобное влияние испытывают карбонатиты внешних зон, тогда как состав карбонатитов тыловых зон в основном определяется составом карбонатитообразующей системы.

Распределение РЗЭ в зональных телах карбонатитов (на примере массивов Восточной Сибири) в общих чертах рассмотрено Ю. А. Балашовым и Л. К. Пожарицкой [3]. В настоящей работе основное внимание уделено изучению особенностей концентрирования европия в подобных телах, а также геохимии РЗЭ в анхимономинеральных карбонатитах тыловых зон. Последнее необходимо для того, чтобы исключить возможное влияние вмещающих пород и оценить правильность выявленных ранее тенденций в распределении РЗЭ по T -фазиям карбонатитов. Эти задачи решались на примере зональных тел карбонатитов Большесаянского, Малосаянского, Алданского и Ковдорского массивов (см. табл. 3).

Независимо от T -условий карбонатитообразования в зональных телах карбонатитов любой T -фазии четко проявлена тенденция к увеличению δEu от внешних зон к внутренним и тыловым. При этом если карбонатиты внешних зон всегда характеризуются дефицитом европия (относительно хондритов), то в карбонатитах тыловых зон δEu может быть больше единицы. Последнее обычно для анхимономинеральных кальцитовых карбонатитов калишпато-кальцитово-фации, а в Большесаянском и Алданском массивах устанавливается и для анхимономинеральных карбонатитов альбито-кальцитово-фации.

Тенденция к увеличению δEu к тыловым зонам, в сторону анхимономинеральных карбонатитов, вероятно, обусловлена изменением минерального состава карбонатитов, прежде всего соотношения главных минералов-носителей РЗЭ — апатита и карбоната, а также редкометалльных минералов (перовскит-дизаналита, пирохлора и др.), являющихся концентраторами РЗЭ [3]. Апатит и редкометалльные минералы в отличие от карбоната главным образом концентрируются во внешних и внутренних зонах карбонатитовых тел. Количество карбоната увеличивается к тыловым зонам [17]. По данным Ю. А. Балашова и Л. К. Пожарицкой [3] сравнение составов РЗЭ ассоциирующихся кальцита и апатита свидетельствует о большем дефиците европия в апатите, т. е. $\delta Eu_{Ap} < \delta Eu_{Ca}$. Кроме того, подобные же соотношения устанавливаются между кальцитом, с одной стороны, и перовскитом, дизаналитом, пирохлором, гатчеттолитом — с другой. Согласно этому увеличение количества кальцита к тыловым зонам должно вызывать возрастание δEu в карбонатите. Дефицит европия возможен и в темноцветных минералах, образующихся одновременно с кальцитом (при данном валовом составе в отношении европия). Темноцветные минералы играют важную роль именно во внешних и внутренних зонах зональных тел карбонатитов. Кроме того, по данным Ю. А. Балашова и Л. К. Пожарицкой [3], в кальцитах из кальцитовых карбонатитов одного и того же тела намечается тенденция к увеличению δEu от внешней зоны к внутренней.

Можно было бы полагать, что понижение δEu к внешним зонам тел, т. е. в сторону вмещающих щелочных пород, обусловлено влиянием со-

става последних в отношении P3Э, тем более, что в последних часто отмечается дефицит европия (см. табл. 2). Однако влияние вмещающих пород, очевидно, опосредствованное и выражается в изменении режима кислотности — щелочности при формировании зональных тел карбонатитов, обуславливающим закономерную смену минерального состава этих пород от зоны к зоне [17].

Сравнение средних содержаний P3Э в анхимономинеральных карбонатитах, принадлежащих к разным T-фациям, свидетельствует о том, что, как и в случае средних валовых составов (см. табл. 1, 3), при понижении температуры фиксируется волнообразное изменение $\Sigma TR + Y$ с двумя максимумами их накопления — в случае карбонатитов альбито-кальцитовой и хлорито-серицито-анкеритовой фацій. При этом P3Э также в наибольшей мере накапливаются в карбонатитах последней фации. Следовательно, поведение P3Э в процессе карбонатитообразования в основном определяется эволюцией валового состава карбонатитообразующих систем в отношении P3Э. В то же время выявляется определенное влияние вмещающих пород на уровень суммарного содержания P3Э в доломито-кальцитовых карбонатитах. Внешние зоны сложенных ими тел оказываются богаче P3Э, нежели внутренние и тыловые. Но доломито-кальцитовые карбонатиты в рассматриваемых массивах главным образом развиваются по карбонатитам альбито-кальцитовой фации, обогащенным P3Э.

При понижении температуры отмечается закономерное уменьшение степени концентрирования европия (относительно хондритов) в анхимономинеральных карбонатитах зональных тел. Изменение δEu оказывается еще более резким, чем в случае средних составов карбонатитов T-фацій (см. табл. 1, 3). Если в анхимономинеральных карбонатитах калишнато-кальцитовой фации обычен избыток европия ($\delta Eu > 1,3$), то для анхимономинеральных карбонатитов амфиболо-доломито-кальцитовой и хлорито-серицито-анкеритовой фацій характерен существенный дефицит европия. В анхимономинеральных карбонатитах альбито-кальцитовой фации устанавливается или избыток, или дефицит европия. В случае анхимономинеральных карбонатитов δEu всегда заметно отличается от единицы. Это свидетельствует о том, что данные карбонатиты не отвечают составу первичной карбонатитообразующей системы, а представляют собой ее последовательные фракции (дифференциаты).

Приведенные выше данные по концентрированию европия в зональных телах карбонатитов отвечают разностям этих пород, образовавшимся метасоматическим путем, т. е. показано изменение δEu при формировании метасоматической зональности. Важно в этом плане сравнительное изучение концентрирования европия в карбонатитах иного генезиса, прежде всего магматического. Карбонатиты этого генетического типа изучались в Гулинском массиве. Здесь автором в районе северо-западного контакта южного карбонатитового штока среди ийолитов наблюдалась жила лейкократового флогопито-диопсидового карбонатита (видимо, апофиза южного штока). Лейкократовые карбонатиты отделены от ийолитов выдержанной зоной мезолитового флогопито-диопсидового карбонатита, причем контакт между обоими типами карбонатитов исключительно резкий, а вблизи контакта жильные лейкократовые карбонатиты содержат включения мезолитовых карбонатитов. Минеральные парагенезисы мезолитовых и лейкократовых карбонатитов одинаковы (флогопит + диопсид + апатит + кальцит + перовскит), практически одинаково в них соотношение флогопита, диопсида и апатита. Различаются они лишь по содержанию кальцита. С позиций метасоматического генезиса появление двух зон с одинаковыми минеральными парагенезисами и соотношением породообразующих силикатов и апатита не объяснимо. Видимо, лейкократовые жильные карбонатиты следует рассматривать как магматические образования, а зону мезолитового карбонатита — как их экзоконтакт, т. е. метасома-

титы магматической стадии, возникшие при взаимодействии лейкократовой карбонатитовой магмы с ийолитами.

Мезолитовые экзоконтактовые карбонатиты характеризуются пониженным содержанием РЗЭ и некоторым дефицитом европия (см. табл. 3). Лейкократовые карбонатиты в зоне контакта жилы с мезолитовыми карбонатитами значительно богаче РЗЭ при заметном избытке европия. В центральной части жилы в лейкократовых карбонатитах содержится еще больше РЗЭ, однако избыток европия здесь несколько меньший. Отношение $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ от экзоконтактового мезолитового карбонатита к центру

жилы возрастает, но незначительно (от 10,2 до 11,9). Таким образом, в отличие от зональных тел метасоматических карбонатитов максимальная величина δEu фиксируется не в тыловой (центральной) части рассматриваемого тела, а в зоне его эндоконтакта. В то же время экзоконтактовые метасоматические карбонатиты, граничащие с вмещающими щелочными породами, как и обычно, определяются дефицитом европия.

Сходная картина наблюдается в северном контакте южного штока карбонатитов Гулинского массива. В экзоконтакте штока прослеживаются карбонатизированные ийолиты, содержащие наряду с новообразованными флогопитом, диопсидом, апатитом и кальцитом реликтовые нефелин и диопсид-авгит ийолитов. С карбонатизированными ийолитами контактируют (контакт резкий) лейкократовые флогопито-диопсидовые карбонатиты, далее сменяемые флогопито-форстеритовыми карбонатитами, в основном и слагающими западную часть южного штока.

Карбонатизированные ийолиты характеризуются заметным дефицитом европия — $\delta Eu = 0,77$, причем $K_{Sm} > K_{Eu} < K_{Gd}$. Напротив, как в экзоконтактовых флогопито-диопсидовых карбонатитах, так и флогопито-форстеритовых карбонатитах главной фации фиксируется избыток европия ($\delta Eu = 1,21-1,31$), и максимум δEu здесь приходится на внешнюю, а не на тыловую (центральную) часть тела флогопито-форстеритовых карбонатитов. В целом от контакта с карбонатизированными ийолитами к центральной части этого тела закономерного изменения δEu не устанавливается (см. табл. 3).

В Ковдорском массиве в районе его западного контакта наблюдаются довольно крупные тела лейкократовых флогопито-форстеритовых карбонатитов, залегающие среди фенитов и фенитизированных гнейсов. На контакте между последними и флогопито-форстеритовыми карбонатитами прослеживается маломощная (до 3—4 см) зона лейкократового биотито-пироксенового карбонатита. Контакт этой зоны с фенитами исключительно резкий, а с флогопито-форстеритовыми карбонатитами — то резкий, то постепенный. Видимо, рассматриваемые карбонатиты являются интрузивными (магматическими) образованиями, причем зону биотито-пироксенового карбонатита следует рассматривать как зону эндоконтакта, а флогопито-форстеритовые карбонатиты — как главную фацию.

По сравнению с карбонатитами Гулинского массива (см. табл. 3) рассматриваемые карбонатиты характеризуются более низкими величинами δEu , вплоть до дефицита последнего. Однако в целом характер изменения δEu от контакта с вмещающими породами к центру тела флогопито-форстеритовых карбонатитов тот же. Максимум концентрирования европия приходится на внешнюю часть этого тела (вблизи контакта с биотито-пироксеновым карбонатитом). Изменение же δEu в пределах всего тела не обнаруживает тенденций к увеличению или уменьшению (см. табл. 3). Дефицитом европия определяются как эндоконтактовые биотито-пироксеновые карбонатиты, так и флогопито-форстеритовые карбонатиты внутренней части тела.

Таким образом, выявляются различные тенденции в концентрировании европия в телах метасоматических и магматических карбонатитов. Это,

вероятно, характерно и для форстерит-магнетит-апатитовых пород разного генезиса. В Ковдорском массиве автором наблюдались тела этих пород, отличающиеся по строению. В одном случае жила форстерит-магнетит-апатитовых пород с выдержанным минеральным составом, залегающая среди ийолитов, отделена от последних экзоконтактовыми апатитовыми породами. Непосредственно с ийолитами граничат (контакт резкий) форстерит-диопсид-магнетит-апатитовые породы, по направлению к жиле сменяющиеся (контакт нечеткий) зоной форстерит-магнетит-апатитовых пород. Контакт между экзоконтактовыми и жильными форстерит-магнетит-апатитовыми породами исключительно резкий. При этом экзоконтактовая разность этих пород заметно богаче форстеритом. По нашему мнению, жильные форстерит-магнетит-апатитовые породы являются магматическими образованиями, а экзоконтактовые апатитовые породы — метасоматитами магматической стадии. Диопсидсодержащие апатитовые породы внешней экзоконтактовой зоны характеризуются существенным дефицитом европия ($\delta Eu = 0,69$), в меньшей мере он проявлен во внутренней экзоконтактовой зоне ($\delta Eu = 0,78$). В жильных форстерит-магнетит-апатитовых породах, напротив, фиксируется избыток европия ($\delta Eu > 1,15$). В первом приближении намечается тенденция к увеличению δEu при удалении от контакта с ийолитами. Однако максимум концентрирования европия приходится не на тыловую часть жилы, а на ее эндоконтактовую зону (см. табл. 3). Подобное же концентрирование европия установлено в магматических карбонатах Гулинского и Ковдорского массивов (тела среди фенитов).

В Ковдорском массиве нередко наблюдаются тела апатитовых пород метасоматического генезиса. Данные по распределению РЗЭ в одном из таких тел приведены в табл. 3. Рассматриваемые апатитовые породы, залегающие среди карбонатизированных ийолитов, характеризуются зональным строением. Непосредственно с ийолитами граничит (контакт нечеткий) зона диопсид-магнетит-апатитовых пород, которые сменяются (контакт нечеткий) породами, сложенными апатитом, магнетитом и форстеритом. Последние вблизи контакта с диопсидсодержащими апатитовыми породами относительно обеднены апатитом (зона в среднем с 30% апатита). В центральной части тела они, напротив, обогащены апатитом (зона в среднем с 62% апатита), но обеднены форстеритом и магнетитом. Контакт между зонами с разным количеством апатита постепенный, но резкое увеличение его содержания фиксируется на расстоянии 1—2 см (при мощностях зон в 25 и 12 см). В рассматриваемом случае от контакта с ийолитами к тыловой зоне (обогащенной апатитом) фиксируется тенденция к увеличению δEu с максимумом концентрирования европия в тыловой зоне (см. табл. 3). Все разности апатитовых пород характеризуются дефицитом европия, причем в зоне диопсид-магнетит-апатитовых пород $K_{Sm} > K_{Eu} < K_{Gd}$ (европиевый минимум), а в зоне апатит-магнетит-форстеритовых пород (30% апатита) $K_{Sm} > K_{Eu} \approx K_{Gd}$.

Приведенные выше данные о тенденциях концентрирования европия в зональных телах карбонатов заслуживают внимания прежде всего в связи с проблемой генезиса карбонатов и пород, обогащенных апатитом (камафоритов и т. п.). Однако эти данные следует считать предварительными, и требуется больший объем исследований такого плана на многих объектах. Несомненна также важность дальнейшего изучения закономерностей концентрирования европия между ассоциирующимися минералами карбонатов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Карбонатиты обогащены РЗЭ, прежде всего легкими лантаноидами. По уровню содержаний РЗЭ и относительному накоплению легких лантаноидов они, как правило, заметно превосходят щелочные породы, среди которых обычно залегают. Обогащение карбонатитов РЗЭ не связано с их заимствованием из силикатных пород, а обусловлено первичным накоплением редких земель в карбонатитообразующих системах. Это характерно для карбонатитов различного фациального и генетического типа.

Наиболее высокими содержаниями РЗЭ обладают карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фации, в *T*-условиях которой образуются собственные минералы РЗЭ. При этом карбонатиты этой фации, связанные с калиевыми щелочными породами, оказываются заметно богаче РЗЭ и особенно легкими лантаноидами, нежели карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фации, связанные с натриевой серией щелочных пород. Подобное влияние «типа щелочности» на концентрирование и разделение РЗЭ наблюдается и при сравнении самих калиевых и натриевых щелочных пород (см. табл. 2), что ранее установлено Ю. А. Балашовым [1] и в более общем плане. Большая растворимость РЗЭ и большая степень их фракционирования в калиево-карбонатных растворах по сравнению с натриево-карбонатными растворами в гидротермальных условиях показана экспериментами [21]. Видимо, и условия, наиболее благоприятные для образования промышленных скоплений РЗЭ, прежде всего легких лантаноидов, в большей мере соответствуют формированию карбонатитов хлорито-серицито-анкеритовой фации, генетически связанных с калиевой серией щелочных пород. Характерно, что крупнейшее месторождение РЗЭ (цериевой группы) Маунтин-Пасс (США) приурочено к ассоциации калиевых щелочных пород и карбонатитов.

В дифференцированных мезоабиссальных и гипабиссальных карбонатитовых комплексах смена ранних карбонатитов калишпато-кальцитовой фации поздними карбонатитами хлорито-серицито-анкеритовой фации, обусловленная понижением температуры, сопровождается изменением содержания и состава РЗЭ в карбонатитах с проявлением определенных тенденций:

1) устанавливается волнообразное изменение общего содержания РЗЭ ($\Sigma TR + Y$). Более обычен случай с проявлением двух максимумов концентрирования РЗЭ в *T*-условиях альбито-кальцитовой и хлорито-серицито-анкеритовой фаций, причем *T*-условия последней фации наиболее благоприятны для накопления РЗЭ. Тенденция к максимальному обогащению РЗЭ карбонатитов хлорито-серицито-анкеритовой фации выявляется и в слабодифференцированных (в отношении карбонатитов) приповерхностных комплексах (например, МНР). Редкий случай концентрирования РЗЭ отмечается в карбонатитах Гулинского массива, где фиксируется один максимум накопления РЗЭ — в *T*-условиях альбито-кальцитовой фации, тогда как более поздние карбонатиты закономерно обедняются РЗЭ (с минимумом в карбонатитах хлорито-серицито-анкеритовой фации). Возможно, это связано со спецификой карбонатитообразования в Гулинском массиве, протекавшего в системе, относительно обедненной летучими компонентами [23], играющими важнейшую роль в концентрировании и дифференциации РЗЭ [4];

2) обычно наблюдается последовательное обогащение карбонатитов легкими лантаноидами относительно тяжелых и иттрия вплоть до условий максимальной кислотности, которым при карбонатитообразовании отвечает формирование кварцсодержащих пород, в том числе и карбонатитов с кварцем [20]. В кварцсодержащих карбонатитах, напротив, относительно накапливаются тяжелые лантаноиды и иттрий (например, комплексы Восточно-Саянской провинции и Гулинский массив). Относительное обо-

гащение поздних карбонатитов легкими лантаноидами, видимо, характерно и для приповерхностных комплексов (например, МНР). В этом случае увеличение количества кварца в породах, силификация карбонатитов приводит к относительному обогащению пород тяжелыми лантаноидами и иттрием, т. е. в принципе характер разделения РЗЭ тот же, что и в более глубоких комплексах.

Существование определенных тенденций в изменении содержаний и состава РЗЭ позволяет полагать, что карбонатиты разных фаций мезоабиссальных, гипабиссальных и, видимо, приповерхностных комплексов формировались в процессе дифференциации некоторой первичной карбонатитовой системы, обусловленной изменением температурного режима карбонатитообразования. Подтверждают это предположение приведенные данные о тенденциях концентрирования европия (относительно хондритов) в карбонатитах при переходе от высокотемпературных их разновидностей к низкотемпературным. В мезоабиссальных и гипабиссальных комплексах в этом направлении в значительном диапазоне T фиксируется уменьшение δEu вплоть до появления разностей с существенным дефицитом европия и европиевым минимумом ($K_{Sm} > K_{Eu} < K_{Gd}$). Это характерно как для средних составов карбонатитов, так и для анхимономинеральных карбонатитов, т. е. отмеченный характер концентрирования европия не определяется местными условиями минералообразования, прежде всего, составом вмещающих пород (в отношении РЗЭ).

Уменьшение δEu от ранних фаз к поздним — характерная особенность серий фракционной магматической кристаллизации, в которой участвуют полевые шпаты [1]. Очевидно, это присуще и процессам магматической дифференциации с фракционированием нефелина и лейцита. Так, в дифференцированных сериях и калиевых, и натриевых щелочных пород карбонатитовых комплексов δEu закономерно уменьшается в поздних дериватах (см. табл. 2). Следует предположить, что рассматриваемая особенность концентрирования европия характерна и для дифференцированных карбонатитовых серий. Согласно приведенным ранее данным относительное обеднение европием поздних карбонатитов может быть обусловлено его накоплением в ранних, высокотемпературных кальцитах. С другой стороны, оно частично может определяться и относительным концентрированием европия в наиболее поздних фракциях, каковыми являются образования хлорито-серицито-анкеритовой фации и прежде всего кварцсодержащие карбонатиты (Большесаянский, Малосаянский массивы, Ярминская зона).

Как показано Ю. А. Балашовым [1], в первичных мантийных системах $\delta Eu \approx 1$, т. е. близко или тождественно хондритовому. Однако в случае карбонатитов приповерхностных и поверхностных комплексов δEu заметно отличается от хондритового (см. табл. 1). При этом в поздних, обычно кварцсодержащих карбонатитах и сопряженных с ними породах МНР (хлорито-серицито-анкеритовой фации) выявляется существенный избыток европия — δEu достигает 1,82 (направляется вывод об аналогии с изофациальными породами Восточно-Саянской провинции). Карбонатиты Восточно-Африканской провинции, относящиеся к калишпато-кальцитовой фации, характеризуются заметным дефицитом европия, вплоть до появления европиевых минимумов. Наиболее низка степень концентрирования европия в щелочных карбонатитах комплекса Олдоиньо-Ленгаи ($\delta Eu = 0,48$). Все это обычно для остаточных дифференциатов [1]. Следовательно, и малоглубинные карбонатиты следует рассматривать как продукт дифференциации (нередко глубокой) первичной мантийной системы.

Таким образом, данные по изучению геохимии РЗЭ в карбонатитах свидетельствуют о важнейшей роли температуры как фактора дифференциации карбонатитообразующих систем, что отмечалось в минералого-

петрографических и геохимических исследованиях [12, 17, 20]. По данным этих исследований, понижение температуры вызывает закономерное изменение режима кислотности—щелочности рассматриваемых систем, что приводит во времени к определенным вариациям в вещественном составе карбонатов. Редкоземельные элементы в этом плане не являются исключением. На это впервые обратили внимание Ю. А. Балашов и Л. К. Пожарицкая [3], оценившие влияние режима кислотности—щелочности на разделение РЗЭ в карбонатах. В ряде других работ также отмечается значительная роль этого фактора в разделении РЗЭ [1]. В общем случае соответственно предполагается возможность использования индикаторных отношений РЗЭ для оценки изменения режима кислотности—щелочности минералобразующей среды. Однако такое соответствие далеко не всегда выявляется, о чем свидетельствуют данные, приведенные в настоящей работе. Прежде всего речь идет об отношениях $\frac{Ce}{La}, \frac{Pr}{La}, \frac{Nd}{La}, \frac{Sm}{La}$. Нередко, особенно в случае зональных тел карбонатов (см. табл. 3), тенденции в изменении этих отношений как функции кислотности—щелочности не проявлены или даже обратны ожидаемым. Поэтому к использованию подобных отношений (как и $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$) для рассматриваемых целей следует подходить весьма осторожно.

В мезоабиссальных комплексах, современные эрозионные срезы которых занимают разное положение относительно апикальной части массивов, выявляется вертикальная зональность в распределении РЗЭ. Так в Восточно-Саянской провинции Большесаянский массив представлен глубоким срезом (отличным от апикального), Малосаянский массив — срезом, близким к апикальному, а Ярминская зона рассматривается как надапикальная часть комплекса, не выходящего на поверхность. В направлении уменьшения эрозионного среза устанавливаются следующие тенденции в изменении содержания и состава РЗЭ в карбонатах хлорито-серпичито-анкеритовой фации (см. табл. 1):

1) уменьшается общее количество РЗЭ ($\sum TR + Y$), в том числе в кварцсодержащих карбонатах в 1,6 раза;

2) происходит накопление тяжелых лантаноидов и иттрия относительно легких лантаноидов, причем заметно возрастают и абсолютные содержания всех тяжелых лантаноидов и иттрия. В случае кварцсодержащих карбонатов $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$ уменьшается от 6,4 в глубоком срезе до 1,04 в надапикальной части. При этом содержание гадолиния повышается в 3,9 раза, диспрозия — в 2,9, гольмия — в 3, эрбия — в 2,4, иттербия — в 4,1, иттрия — в 1,7 раза;

3) на фоне уменьшения общих содержаний легких лантаноидов ($\sum Ce$) устанавливается обогащение карбонатов наиболее тяжелыми из них — самарием и особенно европием. В кварцсодержащих карбонатах содержание самария увеличивается в 1,4 раза, а европия — в 3,7 раза. В то же время количество лантана уменьшается в 4,7 раза, церия — в 4, празеодима — в 3,1, неодима — в 2,2 раза, т. е. степень абсолютного концентрирования легких лантаноидов закономерно уменьшается в сторону наиболее легкого из них — лантана;

4) рост общего содержания европия сопровождается его относительным концентрированием (по сравнению с хондритами). Бескварцевые карбонаты Большесаянского массива (глубокий срез) характеризуются значительным дефицитом европия ($\delta Eu = 0,44$). В этих же карбонатах Малосаянского массива дефицит европия ($\delta Eu = 0,76$) заметно ниже. Еще резче тенденция к увеличению δEu проявлена в случае кварцсодержащих карбонатов (см. рис. 1) — от дефицита европия в глубоком срезе ($\delta Eu = 0,69$) до его явного избытка в надапикальной части ($\delta Eu = 1,2$).

Таким образом, устанавливается вертикальная дифференциация РЗЭ с накоплением самария, европия, тяжелых лантаноидов, иттрия и относительным концентрированием европия во все менее глубоких эрозионных срезах. При этом в надапикальной части фиксируется максимальное абсолютное и относительное концентрирование именно средних лантаноидов (самария, европия, гадолия, диспрозия). Это происходит на фоне уменьшения $\Sigma TR + Y$ и прежде всего наиболее легких лантаноидов (лантана, церия, празеодима, неодима). Следовательно, в процессе дифференциации карбонатитообразующей системы наиболее поздние дериваты, несомненно, могут обогащаться тяжелыми и средними лантаноидами, в том числе европием. Однако фиксация этих РЗЭ происходит в основном не в глубоких срезах, а в менее глубоких горизонтах, главным образом в надапикальных зонах карбонатитовых комплексов. Это указывает на возможную роль этого фактора глубинности в разделении РЗЭ. Видимо, роль этого фактора опосредствованная и определяется влиянием глубинности на режим кислотности — щелочности карбонатитообразующих систем [20]. В случае рассматривавшихся комплексов Восточно-Саянской провинции фиксируется раскисление этих систем с уменьшением глубины среза (относительно апикальной части), так что в наиболее кислотной обстановке формировались карбонатиты Ярминской зоны. С этим хорошо согласуется установленное изменение состава РЗЭ карбонатитов и их индикаторных отношений.

Менее существенны различия в составе РЗЭ карбонатитов из комплексов разных фаций глубинности (относительно палеоповерхности). Так, карбонатиты ряда *T*-фаций гипабиссальных массивов по сравнению с карбонатитами мезоабиссальных массивов несколько обогащены легкими лантаноидами относительно тяжелых и иттрия (см. табл. 1). В мезоабиссальных комплексах для карбонатитов калишпато-кальцитовой фации $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 6,1-9,5$, для карбонатитов альбито-кальцитовой фации — $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 7,5-10,9$, карбонатитов амфиболо-доломито-кальцитовой фации — $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 8,3-11,5$. В случае карбонатитов гипабиссальных массивов величина этого отношения соответственно равна 9,9—15,6; 10,3—21,3; 13,6—14,8. В то же время карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фации сравниваемых комплексов практически не различаются по величине отношения $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$. С другой стороны, намечается тенденция к обогащению этих карбонатитов «средними землями» ($Sm + Eu + Gd + Dy$) в гипабиссальных комплексах, т. е. при уменьшении *H*. В мезоабиссальных комплексах карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фации определяются $\frac{Sm + Eu + Gd + Dy}{\Sigma TR + Y} = 5,1-6,6\%$, а в гипабиссальных комплексах — 7,7—9,2%. Однако накопление «средних земель» в изофациальных карбонатитах приповерхностных комплексов не фиксируется. Например, в подобных комплексах МНР эти карбонатиты, напротив, обеднены «средними землями» ($\frac{Sm + Eu + Gd + Dy}{\Sigma TR + Y} = 1,4-2,6\%$). При этом поздние карбонатиты МНР резко обогащены легкими лантаноидами (по сравнению с изофациальными карбонатитами более глубинных массивов) — $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 42,3-81,7$. Это же касается ранних карбонатитов монгольских комплексов. Они характеризуются $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 28,6-30,0$, тогда как в более глубинных комплексах это отношение равно 6,1—15,6. Однако как в субвулканических, так и вулканических комплексах Африки в целом не устанавливается относительного накопления легких лантаноидов. Исключение пред-

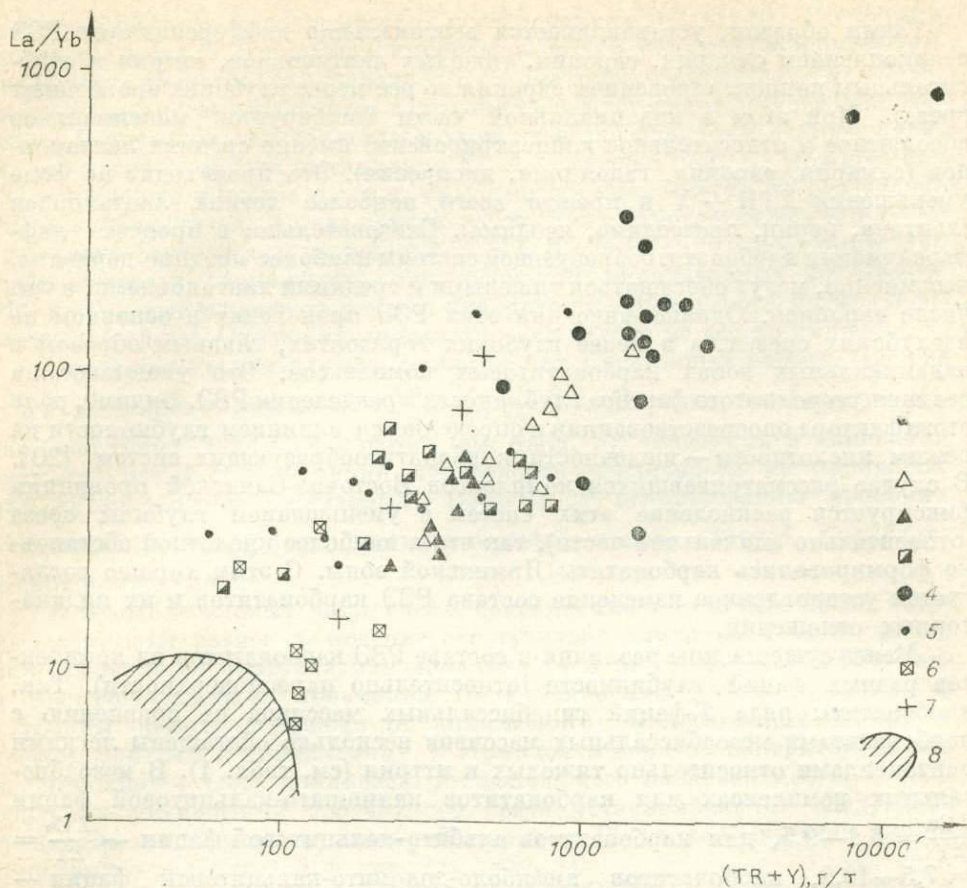


Рис. 3. Положение точек составов карбонатитов, щелочно-ультрасосновных пород комплексных массивов и ряда других мантийных образований.

1 — натриевая серия эффузивных щелочных пород Восточного рифта Восточной Африки; 2 — калиевая серия эффузивных щелочных пород Западного рифта Восточной Африки; 3 — интрузивные породы гипабиссальных и мезоабиссальных комплексов; 4 — карбонатиты; 5 — кимберлиты [1]; 6 — щелочные базальты океанических островов; 7 — щелочные базальты Хангайского нагорья (МНР); 8 — поле толеитов и высокоглиноземистых базальтов континентов и островных дуг [1].

ставляют лишь щелочные карбонатиты комплекса Олдоиньо-Ленгаи ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 17,2$).

Таким образом, влияние фактора глубинности на разделение РЗЭ, видимо, прежде всего проявляется по вертикали относительно апикальной части комплексов. Возможно, это характерно для «закрытых» плутонических комплексов. Что касается влияния глубинности в более широком плане, по отношению к палеоповерхности, то оно проявлено не столь отчетливо и однозначно. И хотя еще требуется изучение роли этого фактора в распределении и фракционировании РЗЭ, его значение, очевидно, заметно меньше, нежели температурного режима карбонатитообразования.

Многочисленными исследованиями выявляется тесная пространственная и генетическая связь между карбонатитами и щелочно-ультрасосновными породами, принимающими участие в строении комплексных массивов. Об этом свидетельствуют: а) их приуроченность к определенным типам структур (рифтоподобным и рифтам); б) локализация в пределах единых комплексов; в) закономерная последовательность формирования, причем карбонатитообразование является замыкающим звеном в общей цепи протекающих процессов; г) единый мантийный источник вещества;

д) геохимическая общность рассматриваемых пород, определяемая высоким содержанием в них одних и тех же редких элементов.

Щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты заметно обогащены и РЗЭ, причем в обоих случаях фиксируется накопление легких лантаноидов (обычно $\frac{\sum Ce}{\sum Y} \geq 4$). Генетическое единство этих пород подчеркивается положением точек их составов на диаграмме (TR + Y) — La/Yb (рис. 3). На этой диаграмме точки составов щелочно-ультраосновных пород (эффузивных, интрузивных, разных щелочных серий) и карбонатитов попадают в одну область, характеризующуюся одновременно наиболее высокими значениями TR + Y и La/Yb. Характерно, что в эту же область попадают точки составов кимберлитов и щелочных базальтов рифтовых зон.

В генетическом плане интересным представляется и наличие прямой связи между уровнями концентрирования РЗЭ в щелочно-ультраосновных породах, с одной стороны, и в карбонатитах — с другой. Особенно четко это выявляется при сравнении щелочных пород калиевой и натриевой серий и связанных с ними карбонатитов. Щелочные породы калиевой серии в целом богаче РЗЭ и характеризуются более высокими значениями $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$, нежели щелочные породы натриевой серии (см. табл. 2, рис. 3). Аналогичное соотношение фиксируется между карбонатитами, связанными с калиевой и натриевой сериями щелочных пород (см. табл. 1). Это, видимо, свидетельствует о зависимости концентрирования РЗЭ в карбонатитах от уровня их содержания в исходной мантийной системе.

Следовательно, щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты комплексных массивов представляют петрогенетически единую серию пород, образующихся в процессе фракционирования первичной магматогенной системы. Поскольку карбонатиты в комплексных массивах обычно являются наиболее поздними образованиями, формирующимися позже силикатных магматических пород⁸, их можно было бы рассматривать как остаточный продукт дифференциации щелочно-ультраосновной магмы, что нередко и делается. Однако этому противоречат приведенные в настоящей работе данные по составу и распределению РЗЭ в карбонатитах и щелочно-ультраосновных породах (см. табл. 1, 2).

В дифференцированных щелочно-ультраосновных комплексах смена ранних дифференциатов поздними сопровождается накоплением в последних кремнезема, так что содержание его может быть использовано в качестве индекса дифференциации. На диаграммы SiO₂ — (∑TR + Y) (рис. 4) и SiO₂ — δEu (рис. 5) нанесены средние составы силикатных магматических пород и карбонатитов⁹ из глубинных и вулканических комплексов (натриевой и калиевой спецификации). В образующихся в ходе дифференциации щелочно-ультраосновной магмы породах натриевой щелочной серии фиксируется волнообразное изменение суммарного содержания РЗЭ и иттрия с их максимальным накоплением в ийолит-мельтейгитах (нефелинитах) (см. рис 4). Точки средних составов карбонатитов как глубинных, так и вулканических комплексов с натриевой спецификой не укладываются на линии корреляционной связи между содержаниями кремнезема и РЗЭ. Аналогичная картина выявляется и в вулканических комплексах с калиевой спецификой Западного рифта Восточной Африки, где отмечается другой характер распределения РЗЭ в щелочных породах —

⁸ Исключение могут представлять щелочные и нефелиновые сиениты, часть которых является интеркарбонатитовыми образованиями, кристаллизующимися в T-условиях калишпато-кальцитовой фазии [20].

⁹ Поскольку общее содержание РЗЭ и их состав в карбонатитах определяются карбонатитообразующей системой, а не вмещающими породами, в качестве средних в каждом комплексе взяты величины ∑TR + Y и δEu, рассчитанные по среднему составу всех карбонатитов данного комплекса с учетом их площадного развития.

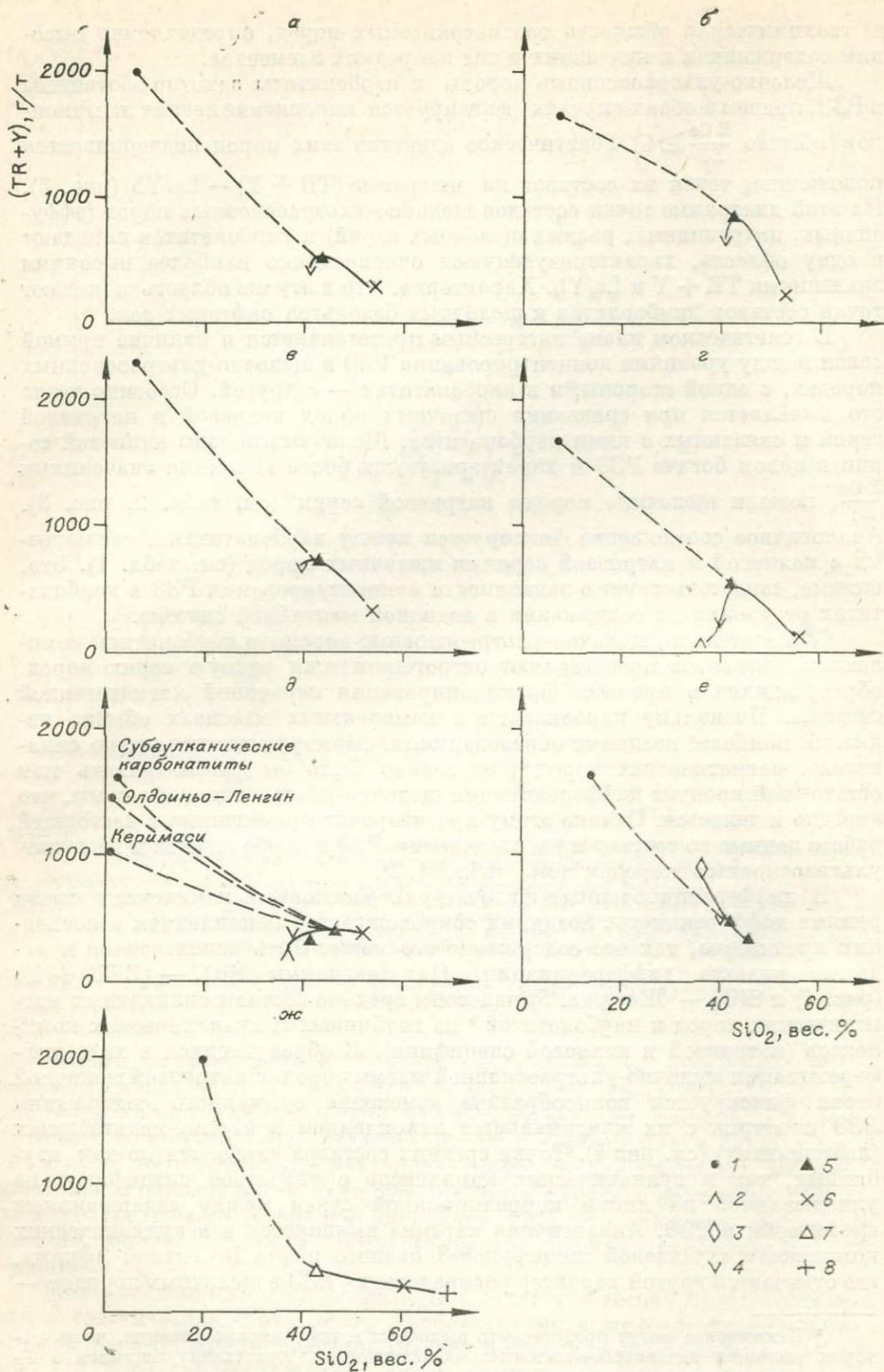


Рис. 4. Положение точек средних составов карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород комплексных массивов.

a — в — массивы: Большесааянский (а), Малосаянский (б), Алданский (в); г — комплекс Турьего полуострова; д — ж — серии эффузивных щелочных пород: натриевая Восточного рифта (д) и калиевая Западного рифта (е) Восточной Африки, пустыни Гоби (МНР) (ж).

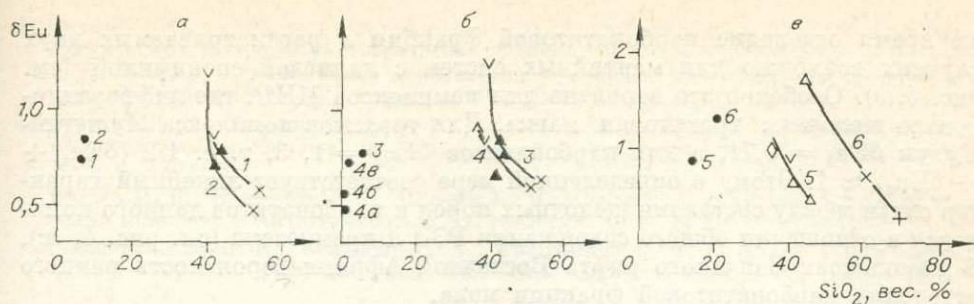


Рис. 5. Положение точек составов карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород комплексных массивов.

а — Большесаянский (1) и Малосаянский (2) массивы; б — Алданский массив (3) и натриевая серия щелочных эффузивов Восточного рифта Восточной Африки (4), в — калиевая серия щелочных эффузивов Западного рифта Восточной Африки (5) и пустыни Гоби (6).
4а — карбонатиты комплекса Олдоиньо-Ленгаи и 4б — карбонатиты комплекса Керимаси, 4в — субвулканические карбонатиты Восточного рифта. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

с последовательным обеднением РЗЭ все более кремнекислых дериватов [7]. Подобное же распределение РЗЭ установлено в щелочных породах комплексов МНР [13]. В последнем случае можно было бы предположить наличие линейной связи между содержанием РЗЭ в щелочных породах и карбонатитах (см. рис. 4). Однако по другим геохимическим данным [14], карбонатиты МНР нельзя рассматривать как продукт дифференциации щелочной магмы.

По мере повышения кремнекислотности щелочных пород устанавливается последовательное уменьшение δEu , так что остаточные дифференциаты характеризуются значительным дефицитом европия (см. рис. 5). Если бы карбонатиты относились к таким дифференциатам, то и в них следовало бы ожидать (в среднем по каждому комплексу) существенного дефицита европия, однако, за исключением щелочных карбонатитов Олдоиньо-Ленгаи, этого не фиксируется (см. рис. 5). Во всех случаях независимо от специфики щелочной магмы точки составов карбонатитов не укладываются в линии корреляционной связи между кремнеземом и δEu для силикатных пород.

Таким образом, следует предполагать более раннее отделение карбонатитовой фракции от щелочно-ультраосновной магмы. Такое, очевидно, ликвационное отделение карбонатитовой фракции возможно: а) еще в мантии при зарождении щелочно-ультраосновной магмы, б) при подъеме щелочно-ультраосновной магмы до ее заметной дифференциации, в) на промежуточных этапах дифференциации этой магмы. Первичные мантийные магмы должны характеризоваться δEu , близким к единице [1], поэтому в первых двух случаях отделение карбонатитовой фракции должно приводить к двум вариантам: а) перераспределения европия не происходит, тогда δEu карбонатитовой фракции близко или равно δEu силикатной фракции, причем обе эти величины будут близки или равны единице; б) происходит перераспределение европия, так что δEu карбонатитовой фракции или меньше, или больше δEu силикатной фракции, но полусумма этих величин будет равна или близка к единице, отвечая валовому составу первичной системы.

Для комплексов с натривой спецификой средний состав исходной щелочной силикатной магмы отвечает ийолит-мельтейгиту (меланефелинит-нефелиниту). Поэтому для магм с натривой спецификой оба первых случая, видимо, не реализуются, так как и δEu карбонатитов, и δEu ийолит-мельтейгитов (нефелинитов) заметно меньше единицы (см. рис. 5, а, б). В то

1 — карбонатиты; 2 — оливиниты; 3 — натунгиты; 4 — пироксениты, меллититы; 5 — меланефелиниты, нефелиниты, ийолит-мельтейгиты; 6 — щелочные и нефелиновые сиениты, фонолиты, трахиты; 7 — мелалейцититы, лейцититы; 8 — трахилипариты.

же время отделение карбонатитовой фракции в рассматриваемых двух случаях возможно для мантийных систем с калиевой спецификой (см. рис. 5, *е*). Особенно это вероятно для комплексов МНР, где дифференцировала щелочная трахитовая магма. Для трахитов комплекса Мушугай-Худук $\delta Eu_1 = 0,71$, а для карбонатитов $\delta Eu_2 = 1, 3$, т. е. $1/2 (\delta Eu_1 + \delta Eu_2) \approx 1$. Этому в определенной мере соответствует линейный характер связи между составами щелочных пород и карбонатитов данного комплекса в отношении общего содержания РЗЭ и кремнезема (см. рис. 4, *ж*). В комплексах Западного рифта Восточной Африки вероятность раннего отделения карбонатитовой фракции мала.

Для первичных систем с натриевой и частично калиевой спецификой (типа Западного рифта), по имеющимся данным, более приемлем случай отделения карбонатитовой фракции на промежуточном этапе дифференциации этих систем. Особенно вероятно такое отделение на этапе, когда прошло отделение ультрабазитовой фракции и, возможно, наиболее меланократовой щелочной. При этом оставшаяся щелочная фракция максимально обогащена РЗЭ (максимум на кривых рис. 4, *а—д*). На возможность такого механизма указывают: а) линейный характер связи между общими содержаниями РЗЭ в карбонатитах, с одной стороны, и промежуточными и остаточными силикатными дифференциатами — с другой (см. рис. 4, *а—д*); б) соответствие величин δEu в карбонатитах и породах состава ийолит-мельтейгита (нефелинита), причем в обоих случаях δEu заметно меньше единицы. Особый случай представляют щелочные карбонатиты Олдоиньо-Ленгаи ($\delta Eu = 0,48$), магма которых, видимо, ликвировала еще на более позднем этапе дифференциации мантийной системы, при разделении нефелинитовой и фонолитовой фракций.

Полученные результаты в целом находятся в соответствии с геологическими данными, свидетельствующими, с одной стороны, о позднем формировании карбонатитов и интеркарбонатитовом характере части сиенитов в комплексных массивах, а с другой — о раннем проявлении карбонатитов в комплексах с калиевой спецификой. Так, в Афганистане в комплексе Ханнешин лейцитиферы формируются позже карбонатитов [6]. В комплексе Мушугай-Худук (МНР) в самых ранних меланократовых щелочных дифференциатах (мелалейцитит-меланефелинитах) встречены включения пород карбонатитовой серии.

Отделение от щелочно-ультраосновной магмы карбонатитовой фракции повсеместно сопровождалось обогащением последней РЗЭ вообще и легкими лантаноидами относительно тяжелых и иттрия в частности. Эта тенденция, как правило, прослеживается и в процессе дифференциации карбонатитовой фракции обычно с максимальным накоплением РЗЭ и легких лантаноидов в наиболее поздних карбонатитах. Интересную информацию о возможном механизме формирования карбонатитов (и других несиликатных пород) *in situ*, видимо, дает изучение распределения РЗЭ в сложенных ими зональных телах. Однако в этом плане требуется постановка исследований на большем числе объектов.

Автор выражает благодарность Е. В. Смирновой за проведение аналитических работ и Ю. А. Балашову за консультации при написании настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Балашов Ю. А., Шараськин А. Я. Генетическое значение распределения редкоземельных элементов в породах щелочно-ультраосновных интрузий. — Геохимия, 1966, № 1, с. 48—59.
3. Балашов Ю. А., Пожарицкая Л. К. Факторы, регулирующие поведение редкоземельных элементов в карбонатитовом процессе. — Геохимия, 1968, № 3, с. 285—303.

4. **Бородин Л. С.** Редкоземельные элементы в пироксенах и пироксенитах из комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965, с. 263—281.
5. **Бородин Л. С., Баринский Р. Л.** О составе редких земель в пироклорах из массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— Геохимия, 1961, № 6, с. 486—492.
6. **Вихтер Я. Б., Еременко Г. К., Чмырев В. М.** Молодой вулканогенный карбонатитовый комплекс в Афганистане.— Сов. геология, 1975, № 10, с. 107—116.
7. **Герасимовский В. И., Балашов Ю. А., Карпушина В. А.** Геохимия РЗЭ в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки.— Геохимия, 1972, № 5, с. 515—530.
8. **Герасимовский В. И., Поляков А. И.** Геохимия вулканических пород Восточной Африки.— В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3. М.: Наука, 1974, с. 5—194.
9. **Гиттинс Дж.** Краткий обзор по карбонатитовым комплексам.— В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с. 359—475.
10. **Егоров Л. С.** Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции.— Л.: Недра, 1969, 24 с.
11. **Егоров Л. С.** Геологическое строение и механизм формирования Южного карбонатитового массива Гулинской интрузии.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 56—72.
12. **Каледонский** комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии/Кухаренко А. А., Орлова М. Б., Булах А. Г. и др. М.: Недра, 1965.
13. **Капустин Ю. Л.** Геохимия редкоземельных элементов в карбонатитах.— Геохимия, 1966, № 11, с. 1311—1321.
14. **Коваленко В. И., Самойлов В. С., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Макагон Л. Д.** Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР).— Геохимия, 1977, № 9, с. 1312—1326.
15. **Коваленко В. И., Самойлов В. С., Смирнова Е. В., Владыкин Н. В., Горегляд А. В.** Редкоземельные элементы в породах приповерхностных карбонатитовых комплексов МНР.— Геохимия, 1977, № 12, с. 1831—1842.
16. **Кухаренко А. А., Фафурина Э. М., Акимова Б. П., Яковлева С. С.** К геохимии редкоземельных элементов в щелочно-ультраосновных породах Кольского полуострова и Карелии.— В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 4. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964, с. 211—236.
17. **Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С.** Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 265 с.
18. **Расс И. Т.** Распределение редкоземельных элементов в сосуществующих минералах щелочно-ультраосновных пород.— Геохимия, 1970, № 1, с. 96—103.
19. **Расс И. Т.** Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе метасоматического изменения ультраосновных пород магматической стадии.— Геохимия, 1972, № 1, с. 89—99.
20. **Самойлов В. С.** Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с.
21. **Синькова Л. А.** О миграции и разделении РЗЭ в щелочно-карбонатной среде.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 154—161.
22. **Фролов А. А.** Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М.: Недра, 1975. 160 с.
23. **Чернышева Е. А.** Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования. Новосибирск: Наука, 1980. 158 с.
24. **Эмиссионный спектральный анализ в геохимии.** Новосибирск: Наука, 1976. 279 с.
25. **Эпштейн Е. М., Анисеева Л. И., Михайлова А. Ф.** Метасоматические породы и флюидоцитозность Гулинской интрузии.— В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород. М.: Госгортехиздат, 1961, с. 116—272.
26. **Эпштейн Е. М., Панышин И. П., Моралев В. М., Волкодав И. Г.** О вертикальной зональности массивов ультраосновных пород и карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 35. М.: Недра, 1972, с. 49—68.

В. Н. Собаченко, Е. В. Смирнова

**К ГЕОХИМИИ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ
ПРИ РАЗВИТИИ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ВУЛКАНОГЕННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСАХ ДОКЕМБРИЯ**

Обобщения по геохимии редкоземельных элементов в эндогенных и экзогенных процессах, выполненные в последние годы [1—3, 11, 12], показали большие возможности анализа изменения состава лантаноидов как индикатора физико-химических условий проявления магматических, постмагматических и метаморфических процессов.

В условиях Северо-Западного Прибайкалья изучение геохимии лантаноидов ограничивалось сведениями о распределении четырех элементов из группы РЗЭ (лантана, церия, неодима, иттербия) и иттрия в протерозойских магматических и метаморфических породах Северо-Байкальского вулканического пояса и Даванской зоны смятия [8, 15, 21]. И лишь при изучении редкоземельной минерализации в Горемыкинской зоне проводились единичные определения полного спектра РЗЭ в отдельных породообразующих и редкометалльных минералах [5].

В настоящей статье протерозойские магматические и метаморфические породы, являющиеся субстратом для различных по составу редкометалльных метасоматитов, впервые охарактеризованы на широкий спектр РЗЭ (за исключением тулия и лютеция).

Лантаноиды анализировались в лаборатории оптического спектрального анализа Института геохимии им академика А. П. Виноградова прямым спектрографическим методом на спектрографе ДФС-13 с решеткой 1200 шт/мм [22].

На оригинальном материале авторами рассмотрены особенности геохимического поведения редких земель и иттрия в метасоматических процессах, широко развитых в краевых активизированных структурах Северо-Западного Прибайкалья. В этом регионе метасоматиты с акцессорной редкометалльной, в том числе редкоземельной, минерализацией, занимают различное геолого-структурное положение и заметно различаются по глубине, температурным условиям своего проявления и возрасту [14, 16, 17].

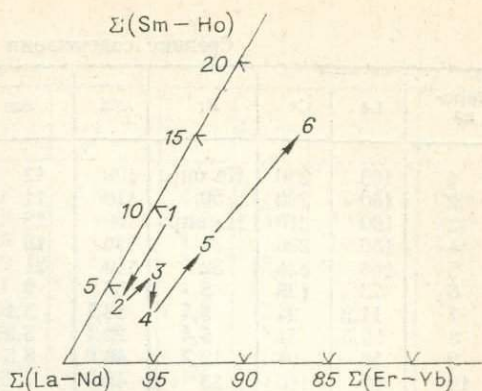
**ЛАНТАНОИДЫ В ПОРОДАХ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА
СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА**

Эффузивные породы Северо-Байкальского вулканического пояса, образующие серии от базальтовых, дацитовых, трахиандезитовых порфиров до трахилипаритовых, липаритовых порфиров, и комагматичные им породы ирельского интрузивного комплекса (гранодиориты, граноспелиты, аляскитовые граниты) в значительной мере являются продуктами коровых магматических очагов. Однако базальтовый состав лав в начальные фазы влияния свидетельствует о зарождении магмы на раннем этапе в базальтовом слое земной коры [4].

Уже первые количественные определения лантана, церия, неодима, иттербия и иттрия в среднепротерозойских магматических породах показали, что породы Северо-Байкальского вулканического пояса характеризуются повышенными содержаниями лантаноидов [8]. Новые определения

Рис. 1. Диаграмма средних составов лантаноидов в нижнепротерозойских гранитах, blastsкатаклазитах и развитых в них приразломных щелочных метасоматитах.

1 — крупнозернистые граниты (Pt₁); 2 — мелкозернистые граниты (Pt₁); 3 — мелкозернистые blastsкатаклазиты гранитного состава; 4—6 — урансодержащие щелочные метасоматиты: 4 — калиево-натриевые, 5 — натриево-калиевые; 6 — калиевые.



более широкого спектра редких земель в среднепротерозойских вулканогенных породах относятся к гранодиорит-порфирам домугдинской свиты, туфам, трахиандезитовым и липаритовым порфирам ошеконского комплекса, а также к гранодиоритам и граносиенит-порфирам ирельского комплекса (табл. 1).

Средние содержания в среднепротерозойских вулканических и субвулканических породах Северо-Байкальского вулканического пояса таких элементов, как F, Rb, Be, Sn, Nb, Ta [8], сопоставимы с кларками этих элементов для геохимического типа плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов по Л. В. Таусону. Однако по содержанию Li, Sr, Ba, Zr рассматриваемые среднепротерозойские породы близки к геохимическим типам палингенных гранитов щелочного и в некоторой степени известково-щелочного ряда по Л. В. Таусону [19]. По резкой обогащенности РЗЭ (до 935 г/т) и преобладанию в их составе легких лантаноидов ($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 1,2-3$) среднепротерозойские магматические породы Северо-Байкальского вулканического пояса приближаются к производным калиевой щелочной магмы рифтовых зон Восточной Африки [6]. В среднепротерозойских эффузивах, туфах и субвулканических породах Северо-Западного Прибайкалья сумма РЗЭ и содержания отдельных лантаноидов превышают кларки РЗЭ, рассчитанные Ю. А. Балашовым [1], для дацитов островных дуг в 4—6 раз, для риолитов и гранитоидов с различной кремнекислотностью, включая граниты докембрия, в 2—3 раза, а средние содержания диспрозия, эрбия, иттербия в рассматриваемых породах превышают кларки этих элементов в гранитоидах в 5—8 раз (см. табл. 1).

Полученные данные о распределении РЗЭ в среднепротерозойских породах Северо-Байкальского вулканического пояса и ирельского комплекса позволяют сделать следующие выводы.

1. Проявление фракционной кристаллизации расплавов при образовании среднепротерозойских пород вулканического пояса, включая Даванскую зону смятия, подтверждается особенностями распределения в производных этих магм европия, содержание которого закономерно уменьшается от 4,8 г/т в гранодиоритах I фазы ирельского комплекса до <1 г/т в аляскитовых гранитах III фазы (см. табл. 1). Как известно [1], дефицит европия — характерная особенность серий фракционной кристаллизации, в которых участвуют полевые шпаты.

2. Существенно цериевый состав РЗЭ в магматических породах Северо-Байкальского вулканического пояса определяется повышенной щелочностью расплавов и их обогащенностью фтором. Как было показано [1], высокая щелочность расплавов расширяет поле кристаллизации наиболее основных (легких) лантаноидов.

В породах более поздних фаз вулканических комплексов и ирельского интрузивного комплекса относительно накапливаются сумма РЗЭ (от

Средние содержания РЗЭ, ниобия (г/т), фтора (%) в породах

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho
1	140	200	He опр.	100	12	4,8	8	20	4,2
2	150	200	50	110	11	2,5	7	20	3,7
3	160	210	He опр.	130	13	4,3	6	20	3,7
4	166	296	31	156	18	He опр.	26	20	He общ.
5	188	334	32	159	21	»	26	25	»
6	73	128	8	66	9	»	4	4	»
7	11,9	24	3,4	13,7	3,1	1,05	3,75	3,1	0,77
8	22,5	51	5,4	22,1	5,25	1,07	5,1	4,8	0,95
9	56	91	12,2	46,0	8,5	1,39	7,3	He опр.	1,66
10	60	116	13	46,0	7,25	1,25	5,75	4,0	He общ.

Примечание. 1 — гранодиориты I — фазы ирельского комплекса; 2 — гранодиорит-свиты; 4 — граносиенит-порфиры ошконицкого комплекса; 7—10 — средние содержания РЗЭ по (10.)

646 до 998 г/т) и легкие лантаноиды (рис. 1), особенно лантан, церий и неодимий при вариациях отношения Ce/Nd от 1,6 до 2,1 (см. табл. 1). При формировании эффузивных пород закономерно возрастает отношение Dy/Er от 1,0 в гранодиорит-порфирах до 1,7 в липаритовых порфирах (см. табл. 1).

ЛАНТАНОИДЫ В ПРИРАЗЛОМНЫХ УРАНСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТАХ

Приразломные низкотемпературные урансодержащие метасоматиты проявлены в нижнепротерозойских диафторированных в температурных условиях зеленосланцевой фации калиевых гранитах и бластокатаклазитах, развитых по этим породам, часто у контактов с перекрывающими их глубокообломочными породами, вблизи даек диабазов, а также в покровах среднепротерозойских гранодиорит-порфиров.

В отличие от среднепротерозойских магматических пород Северо-Байкальского вулканического пояса для нижнепротерозойских гранитов и бластокатаклазитов характерны низкие содержания фтора (0,018—0,020%), бериллия (1,5—2,1 г/т), олова (2,7—4,0 г/т), лития (6—15 г/т) и других редких элементов при повышенных концентрациях бария (до 1820 г/т) и стронция (до 168 г/т). По своим геохимическим особенностям рассматриваемые породы близки к геохимическому типу ультраметаморфических гранитов по Л. В. Таусону [19].

Ограниченное количество определений РЗЭ в нижнепротерозойских гранитах позволяет сделать лишь общие выводы о распределении лантаноидов в этих породах.

Сумма РЗЭ и иттрия в нижнепротерозойских гранитах и бластокатаклазитах (146—313 г/т) в 2—3 раза ниже, чем в среднепротерозойских магматических породах Северо-Байкальского вулканического пояса (см. табл. 1, табл. 2) и в среднепротерозойских гранодиорит-порфирах из покрова, перекрывающего нижнепротерозойские граниты на участке развития урансодержащих метасоматитов (табл. 2). Эти и другие отмеченные выше геохимические данные подтверждают вывод о разновозрастности рассмотренных типов пород. В составе РЗЭ нижнепротерозойских гранитов преобладают легкие лантаноиды ($\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,4—1,85$, см. табл. 2). По уровням содержания лантаноидов эти породы близки к кларкам РЗЭ, рассчитанным Ю. А. Балашовым [1] для гранитов докембрия. Крупно- и мелкозернистые нижнепротерозойские граниты по сумме РЗЭ и содер-

Северо-Байкальского вулканического пояса

Er	Yb	Y	$\Sigma PZЭ$	$\Sigma Ce/\Sigma Y$	Ge/Nd	La/Nd	Dy/Er	La/Yb	Nb	F
15	12	130	646	1,2	2,0	1,4	1,3	11,7	28,4	0,25
20	11	80	665,2	3,0	1,8	1,4	1,0	14	21	0,23
14	9	100	670	1,4	1,6	1,2	1,4	17,8	30	0,20
13	13	127	866	1,7	1,9	1,1	1,5	12,8	He опр.	0,17
15	13	122	935	1,7	2,1	1,2	1,7	14,5	75	0,12
2	6	42	342	1,8	1,9	1,1	2,0	12,2	21	0,32
2,32	2,1	22,5	93	1,2	1,8	0,9	1,3	5,7		
3,0	3,05	27	153	1,6	2,3	1,0	1,6	7,4		
4,6	4,6	44	287	0,7	2,0	1,2	—	12,2		
2,5	2,3	24	285	1,7	2,5	1,3	1,6	26,0		

порфиры; 3 — трахиандезитовые порфиры; 5 — липаритовые порфиры; 6 — туфы хибеленской Ю. А. Балашову в андезитах (7) и дацитах (8) островных дуг, риолитах (9), гранитах докембрия

жаниям отдельных лантаноидов резко не различаются. Все же на тройной диаграмме (La—Nd) — (Sm—Ho) — (Er—Yb) в мелкозернистых гранитах по отношению к крупнозернистым более четко проявлен лантаноидный максимум (см. рис. 1). Из данных, приведенных в табл. 2, можно сделать предварительный вывод о том, что процессы дислокационного метаморфизма и диафтореза в гранитах сопровождались обеднением пород лантаноидами.

Тела урансодержащих метасоматитов структурно приурочены к зонам разломов глубокого заложения и располагаются в круто- и пологопадающих «омоложенных» бластокатаклазитовых швах и иногда развиты у контактов разнородных по составу пород. Можно выделить три главных типа урансодержащих метасоматитов: калиево-натриевые, натро-калиевые и калиевые, тела которых пространственно разобщены.

Щелочной метасоматоз сопровождается интенсивной гематитизацией пород, хлорит-эпидотовыми прожилками и кварц-карбонатными телами и проявлен в интервале первых сотен метров по вертикали. Наиболее высокое гипсометрическое положение занимают калиево-натриевые метасоматиты, на 300—400 м ниже по вертикали со смещением по латерали в зоне разлома развиты калиевые урансодержащие метасоматиты. Натриево-калиевые метасоматиты наиболее значительно развиты в сопряженной зоне разлома.

Для урансодержащих метасоматитов данного района характерны невысокие концентрации РЗЭ (153—704 г/т, см. табл. 2) с преобладанием легких лантаноидов ($\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,2 \div 1,4$). Вероятно, невысокие концентрации РЗЭ в рассматриваемых щелочных метасоматитах в значительной мере определялись низкими содержаниями летучих компонентов, особенно фтора в породах субстрата, и их малокальциевым составом.

Сопоставление составов РЗЭ в породах субстрата и в приразломных урансодержащих метасоматитах (см. табл. 2) показывает относительное накопление в последних тяжелых лантаноидов и иттрия. Это выражается и в уменьшении отношения La/Yb с 75—79 в гранитах до 8—17 в щелочных метасоматитах. Выявленная закономерность свидетельствует о глубоком расположении источника гидротермальных растворов, так как растворимость комплексных соединений тяжелых лантаноидов и иттрия в щелочно-карбонатных и щелочно-фторидных средах выше, чем легких лантаноидов.

Влияние калия и натрия на миграционную способность РЗЭ и разделение лантаноидов при развитии процессов щелочного метасоматоза отчетливо выражается при сравнении средних составов РЗЭ в метасоматитах

Средние содержания РЗЭ, ниобия (г/т), фтора (%) в нижнепротерозойских гранитах, сома

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho
8y=10y	90	110	17	51	9	1,1	≤5	≤10	5
12y=14y	95	110	10	45	6	<1	5	—	—
201y=204y	44	76	—	34	7	<1	9	8	—
Ky=3/2-5	33	52	—	28	6	<1	—	—	—
1	34	53	—	28	2	<1	<1	—	—
2	63	87	5	62	11	2,8	9	17	4
3	170	215	35	105	15	2,0	11,2	16	4,2
32y	150	200	50	110	11	2,5	7	20	3,7

Примечание. Нижнепротерозойские граниты: 8y=10y крупнозернистые, 12y=14y порфиры (Pt₂). Приразломные ураносодержащие щелочные метасоматиты: 1 — калиево-натриевые, 2 — калиевые (5), 3 — натриево-калиевые (2). Здесь и в примечаниях табл. 3, 7 в скобках — количество проб, использованных при расчете средних содержаний РЗЭ.

на тройной диаграмме (La — Nd) — (Sm — Ho) — (Er — Yb) (см. рис. 1). В существенно натриевых метасоматитах концентрировались преимущественно легкие лантаноиды. В калиевых метасоматитах по отношению к натриевым доля тяжелых лантаноидов возрастает. Установленная закономерность свидетельствует о щелочно-карбонатной среде при развитии ураносодержащих щелочных метасоматитов, особенности разделения РЗЭ в которой экспериментально изучались Л. А. Синьковой [13]. При проведении этих работ было установлено, что в щелочно-карбонатном растворе при температуре выше 300°C калий способствует переносу лантаноидов цериевой группы, а натрий — их осаждению. Приведенные выше данные о разделении РЗЭ в щелочных ураносодержащих метасоматитах подтверждают отмеченную закономерность.

ЛАНТАНОИДЫ В МЕТАСОМАТИТАХ, РАЗВИТЫХ В СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Публикации, посвященные геохимии РЗЭ при развитии процессов метасоматоза в вулканогенных породах, сравнительно немногочисленны [7 и др.].

Геохимические особенности поведения РЗЭ в апоэффузивных метасоматитах Северо-Байкальского вулканического пояса рассматриваются ниже на примере среднетемпературных фенакитсодержащих натриевых

Средние содержания РЗЭ, ниобия (г/т), фтора (%) в вулканогенных породах средне

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er
1	188	334	32	159	21	Не опр.	26	25	—	15
2	73	128	8	66	9	»	4	4	—	2
3	166	296	31	156	18	»	26	20	—	13
4	187	323	37	153	22	»	28	22	—	12
5	356	589	58	252	40	1,4	34	35	7	20
6	588	1053	121	487	81	9,8	70	76	12	56
7	1143	1891	170	699	111	11,0	61	74	18	56

Примечание. 1 — липаритовые порфиры (13); 2 — туфы (11); 3 — граносиенит-порфиры (6); 4 — эпидот-альбит-хлоритовые метасоматиты с фенакитом, ортитом, эвксени-

блестокатаклизитах, гранодиорит-порфирах (Pt₂) и в приразломных щелочных метасоматитах

Er	Yb	Y	ΣРЗЭ	ΣCe/ΣY	Ce/Nd	La/Nd	Dy/Er	La/Yb	Nb	F
<1	1,2	13	313	1,48	2,1	1,8	2	75	7,7	0,019
	1,2	13	286	1,40	2,4	2,1	—	79	6,3	0,018
	2,8	29	211	1,85	2,2	1,3	—	15,7	—	0,010
	2,2	24	146	1,52	1,9	1,2	—	15	Не опр.	0,020
<1	3,1	30	153,1	1,4	1,9	1,2	—	11	6,0	0,032
10	7,6	96	374,4	1,2	1,4	1,01	1,7	8,3	7,0	0,07
11	10	110	704,4	1,2	2,0	1,6	1,5	17	—	0,034
20	11	80	665,2	3,01	1,8	1,4	1,0	14	Не опр.	0,23

мелкозернистые; 201y=204y, Ky=3/2-5 — блестокатаклизиты по гранитам; 32y — гранодиорит- (6), 2 — калиевые (5), 3 — натриево-калиевые (2). Здесь и в примечаниях табл. 3, 7 в скобках — ко-

метасоматитов и низкотемпературных кварц-эпидот-пренитовых метасоматитов, которые являются производными соответственно процессов щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания.

Лантаноиды значительно концентрируются в среднетемпературных натриевых метасоматитах эпидот-хлоритового типа, развитых в мощном покрове калиевых липаритовых порфиров, которым также свойственны повышенные содержания РЗЭ (Σ РЗЭ = 866—937 г/т, табл. 3) с преобладанием цериевых лантаноидов над иттриевыми (Σ Ce/Σ Y = 1,6 ÷ 1,8). В щелочных метасоматитах эпидот-хлоритового типа кроме редкоземельной минерализации установлены акцессорные фенакит и тантало-ниобаты.

В развитии гидротермально-метасоматического процесса в вулканогенных породах выделяются следующие стадии (от ранней к поздней): альбитовая, эпидот-хлоритовая, гематитовая и флюорит-карбонатно-цеолитовая. Альбититы ранней стадии и наложенные на них гематит-эпидот-хлоритовые тела и гематитовые прожилки развиты в пределах крупных зон. Образования последней стадии пространственно разобщены с телами натриевых метасоматитов.

Минеральная ассоциация альбита и хлорита, развитие эпидота, гематита, карбонатов и цеолитов свидетельствуют о проявлении гидротермально-метасоматического процесса в температурных условиях зеленосланцевой фации метаморфизма при высокой активности кислорода. При развитии метасоматических процессов РЗЭ концентрировались на альбитовой и особенно на эпидот-хлоритовой стадиях.

Таблица 3

протерозойского возраста и в натриевых метасоматитах эпидот-хлоритового типа

Yb	Y	ΣРЗЭ	ΣCe/ΣY	Ce/Nd	La/Nd	Dy/Er	La/Yb	Nb	F
13	122	935	1,73	2,10	1,18	1,67	14,5	75	0,16
6	42	342	1,78	1,94	1,10	2,0	12,2	21	0,32
13	127	866	1,67	1,90	1,06	1,54	12,8	Не опр.	0,17
16	117	917	1,69	2,11	1,22	1,83	16,7	50	0,24
21	146	1558	1,75	2,34	1,41	1,75	17,0	99	0,06
43	503	3100	1,51	2,16	1,21	1,36	13,7	Не опр.	0,15
73	493	4800	1,62	2,70	1,64	1,32	15,6	43?	0,16

(10); 4 — кварцевые порфиры (3); натриевые метасоматиты; 5 — альбититы (9), 6 — альбит-хлоритом, фергусонитом.

Распределение РЗЭ, ниобия (г/т), фтора (%) в теле натровых

№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er
1а	250	450	42	160	33					
2а	130	360	35	110	23	He опр.	32	31		14
199а	650	1400	150	550	90	9,8	65	130	30	120
3а	550	910	60	210	35					
4а	310	780	62	210	37	He определялись				
5а	140	350	33	100	28					
8а	960	1700	210	650	120	11	60	100	28	79
23а	2300	3100	270	1000	140	He определялись				
11а	130	370	36	120	27		33	20		10
162а	350	610	60	320	54	He опр.	39	41	9	24
22а	170	330	33	160	30	1,4	15	30	6,8	19
156а	85	210	25	180	49	He опр.	47	59	11	35
149а	300	400	60	280	46		33	35	7	20
21а	520	950	78	340	68		50	He	опр.	
20а	100	300	25	90	20	He определялись				
18а	170	430	35	120	26					
139а	130	220	18	130	11		13	19	—	9

Примечание. 1а, 18а — альбитизированные липаритовые порфиры; 8а, 23а, 199а — неравномерно гематитизированные альбититы с хлоритом.

Сумма лантаноидов в гематитизированных альбититах равна 773—1869 г/т (в среднем в 1,5 раза больше, чем в липаритовых порфирах, см. табл. 3, табл. 4). Максимум редких земель (2837—4800 г/т, см. табл. 3) установлен в эпидот-гематит-альбит-хлоритовых и эпидот-хлоритовых метасоматитах при отношении $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,5 \div 1,85$. Особенности распределения РЗЭ в теле натровых метасоматитов показаны в табл. 4. Анализ изменения состава лантаноидов при развитии натровых метасоматитов в порфирах на тройной диаграмме (La—Nd) — (Sm—Ho) — (Er—Yb) (рис. 2) показывает относительное увеличение количества легких лантаноидов на стадии альбитизации и возрастание доли тяжелых РЗЭ на эпидот-хлоритовой стадии. Однако разделение лантаноидов в этих процессах происходит слабо, несмотря на накопление суммы РЗЭ по отношению к порфирам в 1,7—5,1 раза. Главными минералами-концентраторами и минералами-носителями редких земель в альбититах и эпидот-гематит-альбит-хлоритовых метасоматитах являются ортит и редкоземельные тантало-ниобаты (фергусонит, приорит).

Заметного концентрирования лантаноидов во флюорит-карбонатно-цеолитовую стадию гидротермально-метасоматического процесса не установлено. Накопление лантаноидов при развитии в липаритовых порфи-

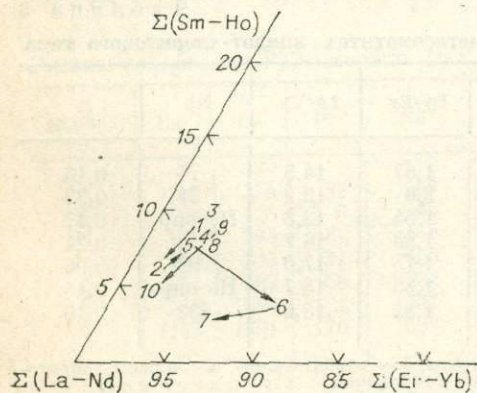


Рис. 2. Диаграмма средних составов лантаноидов в среднепротерозойских вулканогенных породах и развитых в них натровых метасоматитах эпидот-хлоритового типа и кварц-эпидот-пренитовых метасоматитах с литиевым мусковитом.

1 — липаритовые порфиры; 2 — туфы; 3 — граносенит-порфиры; 4 — кварцевые порфиры; 5—7 — натровые метасоматиты эпидот-хлоритового типа; 5 — альбититы, 6 — альбит-хлоритовые метасоматиты, 7 — альбит-хлоритовые метасоматиты с фенакитом; 8 — трахиандезитовые порфиры; 9 — аляскинские граниты; 10 — низкотемпературные кварц-эпидот-пренитовые метасоматиты с литиевым мусковитом.

метасоматитов эпидот-хлоритового типа

Yb	Y	ΣРЗЭ	ΣCe/ΣY	Ce/Nd	La/Nd	Dy/Er	La/Yb	Nb	F
27	160	1122	1,5	2,8	1,6	—	9,3	82	0,027
20	130	876	1,8	3,3	1,2	2,2	9,3	He опр.	0,025
100	680	3975	1,5	2,5	1,2	1,1	6,5	760	0,16
17	87	1869	1,7	4,3	2,6	—	3,2	He опр.	0,024
29	120	1548	2,2	3,7	1,5	—	1,1		0,045
22	90	773	1,9	3,2	1,3	—	6,4		0,029
80	500	4088	2,0	2,6	1,5	1,3	12,0	445	0,15
97	670	7577	1,3	3,1	2,3	—	23,8	He опр.	0,16
20	86	852	2,4	3,1	1,1	2,0	6,5	120	0,03
24	200	1731	1,8	1,9	1,1	1,7	14,5	He опр.	0,06
16	120	931	1,7	2,1	1,1	1,6	10,6	61	0,11
40	340	1081	1,3	1,2	0,5	1,7	2,1	He опр.	0,14
24	170	1375	1,6	1,4	1,1	1,8	12,5	14	0,10
37	240	2283	1,6	2,8	1,5	—	14,0	160	0,039
29	170	734	1,5	3,3	1,1	—	3,4	82	0,052
28	150	959	1,7	3,6	1,4	—	6,1	He опр.	0,056
11	74	635	1,9	1,7	1,0	2,1	11,8		0,185

альбит-хлоритовые метасоматиты с фенакитом, ортитом, фергусонитом, эвксенитом; остальные —

рах натровых метасоматитов сопровождалось концентрированием также бериллия, ниобия, циркония при низких содержаниях в альбититах калия (0,10—0,62%) и фтора (0,11—0,20%). Одной из геохимических особенностей натровых метасоматитов эпидот-хлоритового типа в рассматриваемом районе является одновременное осаждение из растворов лантаноидов и фтора: участки развития редкоземельной и флюоритовой минерализации пространственно разобщены.

Поведение лантаноидов в процессах низкотемпературного кислотного выщелачивания, проявленных в порфирах, рассматриваются на примере одного из участков Северо-Байкальского вулканического пояса. На этом участке покров трахиандезитовых порфиров с маломощными линзообразными телами туфов прорван крупным телом аляскинских гранитов и дайками метадиабазов. В трахиандезитовых порфирах у контакта с телом аляскинских гранитов значительно проявлены процессы низкотемпературного кислотного выщелачивания, которые привели к образованию тел кварц-эпидот-пренитовых метасоматитов с литиевым мусковитом и флюоритом.

Главная геохимическая особенность метасоматитов выражается в накоплении в них фтора (до 1,3—4,4%).

Развитие низкотемпературного кислотного выщелачивания в трахиандезитовых порфирах сопровождалось значительным выносом лантаноидов при сохранении существенно лантанового состава РЗЭ (см. рис. 2). Содержание суммы РЗЭ в метасоматитах не превышает 139—152 г/т, что в 5—6 раз ниже содержания суммы РЗЭ в трахиандезитовых порфирах и аляскинских гранитах (табл. 5). В процессах кислотного выщелачивания тяжелые лантаноиды выносились более интенсивно, чем легкие. Об этом свидетельствует возрастание отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ от 1,1—1,4 в порфирах и гранитах до 1,7—1,8 в метасоматитах (см. табл. 5). Можно предположить, что в данных процессах поведение лантаноидов определялось не только подвижностью РЗЭ, но и относительной растворимостью таких породообразующих минералов порфиров, как амфиболы, широксены, плаггиоклазы, которые в этих породах являются главными минералами-носителями редких земель.

Содержание РЗЭ, ниобия (г/т), фтора (%) в трахиандезитовых порфирах, аляскинского метасоматита

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho
67л-68л	160	210	Не обн.	130	13	4,3	6	20	3,7
97л-98л	240	280	48	140	20	<1	14	20	4,8
АП-116-127	170	240	36	110	17	<1	16	27	5,5
72л-77л	35	46	Не обн.	44	6	<1	Не обн.	Не обн.	Не обн.
78л-79л	35	49	»	30	6	<1	»	»	»

Примечание. 67л-68л — трахиандезитовые порфиры; 97л-98л, АП-116-127 — аляскинский мусковитом и флюоритом.

ЛАНТАНОИДЫ В ПРИРАЗЛОМНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ДАВАНСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ

Как было показано ранее [14, 18], развитие редкометальной, в том числе редкоземельной, минерализации в Даванской зоне смятия находится в сложной зависимости от полициклически проявленных процессов дислокационного метаморфизма, повторной гранитизации и приразломного метасоматоза. О приразломной природе редкометальных метасоматитов в зоне смятия свидетельствуют наложенный характер их развития в различных по составу породах, структурный контроль метасоматических тел «омоложенными» blastokataklazитовыми и blastomilopитовыми швами, значительный (не менее 1 км) размах проявления метасоматических процессов по вертикали, отсутствие признаков генетической связи метасоматитов с породами субстрата и их «омоложенный» возраст (680—770 млн. лет) по сравнению с возрастом (1350—1570 млн. лет) средне- и низкотемпературных метасоматитов, развитых в покровах и субвулканических телах Северо-Байкальского вулканического пояса. Отмеченные особенности проявления метасоматитов Даванской зоны смятия сближают

Таблица 6

Стадийность, главные типы метасоматитов и гидротермальных образований в Даванской зоне смятия

Стадия	Типы метасоматитов и гидротермальных образований	Ориентировочная температура формирования, °C [16]
Низкотемпературная гидротермальная	Каолинизация в зонах трещиноватости. Поздние эцидотовые прожилки	Менее 300
Жильная гидротермальная	Жильные тела гранулированного кварца, жилы молочно-белого кварца	430—300
Кислотного выщелачивания	Альбит-слюдисто-кварцевые диафториты Протолитионит-альбит-кварцевые фенгит-микроклин-альбит-кварцевые грейзены	400, возможно ниже 470—330
Щелочного метасоматоза	Альбит-кварц-микроклиновые (с амазонитом) метасоматиты с литиевым биотитом Спессартин-эпидот-кварц-альбитовые диафториты	550—450 Около 550
Повторной гранитизации	Альбит-кварц-амазонитовые жилы с лепидомеланом и алмаздином Реоморфические мелкозернистые и аплитовидные граниты с биотитом, реже гастингситом	800—450 800—850

Содержание РЗЭ, ниобия (г/т), фтора (%) в гранитах среднего протерозоя и в низкотемпературных литийсодержащих метасоматитах

Er	Yb	Y	ΣРЗЭ	ΣCe/ΣY	Ce/Nd	La/Nd	Dy/Er	La/Yb	Nb	F
14	9,0	400	670	1,41	1,6	1,23	1,4	17,8	30,0	0,22
16	15	180	948,8	1,10	2,0	1,5	1,25	14,0	59,2	0,23
14	15	160	811,5	1,13	2,2	1,5	1,9	11,3	57,0	0,28
Не обн.	2,2	18	152,2	1,81	1,05	0,8	Не обн.	15,9	7,8	1,78
»	2,0	16	139	1,67	1,6	1,2	»	17,5	Не обн.	2,50

скитовые граниты; 72л-77л, 78л-79л — лейкократовые кварц-эпидот-пренитовые метасоматиты

эти образования с полевошпатовыми метасоматитами зон региональных разломов.

В этой зоне можно выделить следующие главные типы метасоматитов (от более ранних к поздним, в скобках их приблизительная температура формирования): спессартин-эпидот-кварц-альбитовые (550—500°C); альбит-кварц-микроклиновые (амазонитовые) с литиевым биотитом (550—450°C); протолитионит-альбит-кварцевые, фенгит-микроклин-альбит-кварцевые грейзены (470—350°C); альбит-мусковит-кварцевые диафториты (400°C). Закономерная смена минеральных парагенезисов, отмеченная выше, свидетельствует о том, что поздние типы метасоматитов по отношению к ранним развивались в условиях повышенной кислотности растворов (табл. 6).

Приразломные слюдисто-кварц-полевошпатовые метасоматиты в Даванской зоне смятия содержат аксессуарную бериллиевую, тантало-ниобиевую и редкоземельную минерализацию. По отношению к породам субстрата значительного накопления РЗЭ в приразломных метасоматитах Даванской зоны смятия не наблюдается (табл. 7).

Лантаноиды преимущественно концентрировались в альбит-кварц-микроклиновых метасоматитах с литиевым биотитом ($\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ до 0,5%). Развитие в blastokataklazитах спессартин-эпидот-кварц-альбитовых метасоматитов заметным концентрированием РЗЭ не сопровождалось. Протолитионит (фенгит)-альбит-кварцевые грейзены и альбит-мусковит-кварцевые диафториты по отношению к породам субстрата обеднены РЗЭ (см. табл. 7).

В приразломных метасоматитах Даванской зоны смятия концентрировались в основном легкие лантаноиды. Однако с понижением температуры и уменьшением щелочности растворов доля тяжелых лантаноидов в метасоматитах незначительно возрастала (рис. 3).

В приразломных щелочных метасоматитах минералами-концентраторами РЗЭ цериевой группы являются ортит, монацит, бастнезит, флюоцерит. Лантаноиды иттриевой группы концентрируются главным об-

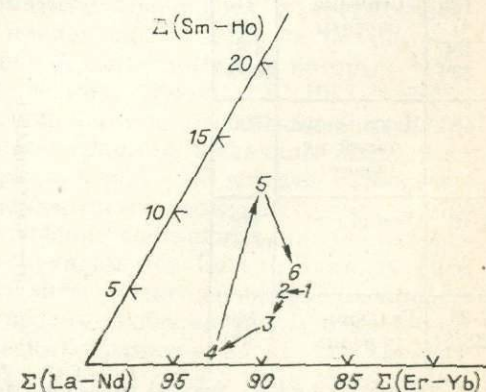


Рис. 3. Диаграмма средних составов лантаноидов в гранитоидах и blastokataklazитах Даванской зоны смятия и приразломных щелочных метасоматитах.

1 — гранодиориты (Pt_2); 2 — частично перекристаллизованные сиенито-диориты; 3 — blastokataklazиты состава аляскинского гранита; 4 — реоморфический аплитовидный гранит; 5, 6 — приразломные щелочные метасоматиты: 5 — спессартин-эпидот-кварц-альбитовые, 6 — альбит-кварц-микроклиновые с литиевым биотитом.

Содержания РЗЭ, ниобия (г/т), фтора (%) в гранитоидах, бластокатакла

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho
1	140	200	Не опр.	100	12	4,8	8	20	4,2
2	155	190	«	115	14	3,0	7	20	4,0
3	260	297	44	147	29	1	18	26	4,9
4	145	289	Не опр.	140	—	Не определялись			
5	12	23	—	12	—	—	—	—	—
10/14-80	150	200	32	90	24	Не опр.	23	22	Не опр.
T-46-48	200	230	32	92	17	1	15	22	5,0
188	25	45	7	10	5	1	—	—	1,2
9/780	100	160	Не опр.	64	—	Не определялись			

Примечание. 1 — гранодиориты (Pt₂); 2 — частично перекристаллизованные сиенито-гранитов (10); 4 — грубоочковые гастингсит-лепидомелановые бластокатаклазиты (15); 5 — реомор-10/14—80 — спессартин-эпидот-кварц-альбитовые; T-46-48, 188 — альбит-кварц-микроклиновые с пней; 9/780 — альбит-слюдиисто-кварцевые диафториты.

разом в редкоземельных тантало-ниобатах (фергусоните, самарските пирохлоре, эвксените), а также в гадолините и ксенотиме. Такие редкоземельные минералы, как фергусонит, самарскит, пирохлор, ортит, являются «сквозными» для альбит-кварц-амазонитовых жил и щелочных метасоматитов. Однако в наибольших количествах они развиты в альбит-кварц-микроклиновых метасоматитах с литиевым биотитом. В этих метасоматитах фергусонита до 200—1840 г/т, самарскита — до 50 г/т, пирохлора — до 370 г/т, ортита — до 2,5 кг/т, флюоцерита — до 90—250 г/т. Для образований стадии кислотного выщелачивания редкоземельные минералы не характер-

Таблица 8

Содержание лантаноидов, иттрия и скандия в минералах редкометалльных приразломных метасоматитов Даванской зоны смятия

№ пробы	Минерал	La	Ce	Pr	Eu	Gd	Dy	Tu	Yb	Lu	РЗЭ	Y	Sc
Содержание, %													
1665	Фергусонит	0,56	Не обн.	2,4	Не обн.	1,2	2,6	0,43	3,6	0,80	10,59	15,6	Не определены
260	»	1,10	»	2,5	»	1,6	3,3	0,39	2,7	0,44	12,03	14,7	
1654	Самарскит	0,37	»	1,1	»	0,6	1,0	0,22	1,4	0,23	4,92	6,3	
1000a	Пирохлор	1,50	»	»	»	6,5	1,7	0,75	7,5	—	17,95	5,0	
				опр.									

Содержание, г/т

135	Литиевые биотиты	Не обн.	150	5800	Не определялись	34	100	Не определялись	170	23			
188											220	2000	7
229													
T-183	Мелкоочушчатый мусковит	1300	220	2000	7								
K-16						Берилл	Не обн.	2	9	7			
K-33	Гельвин-давалит	140	58	56	18								
188/21						300	87	230	36				

Примечание. Анализы выполнены Мериновой К. Г. и Скаллером Ю. Л. (ЦЛ ИГУ) количественным спектральным анализом (ДФС-13). Nd, Sm, Ho, Er — не определялись.

Зитах и приразломных метасоматитах Даванской зоны смятия

Er	Yb	Y	ΣРЗЭ	ΣCe/ΣY	Ce/Nd	La/Nd	Dy/Er	La/Yb	Nb	F
15	12	130	646	1,2	2,0	1,4	1,3	11,7	28	0,25
14	10	115	647	1,2	1,65	1,4	1,4	15,5	33	0,27
15	13	143	997,9	1,2	2,02	1,8	1,7	20,0	70	0,31
	15	95	684	1,8	2,0	1,04	—	9,6	50	0,20
	3,3	22	72,3	1,1	1,92	1,0	—	3,6	13	0,14
10	15	90	656	1,3	2,2	1,7	2,2	10,0	27	0,40
19	16	170	819	0,9	2,50	2,2	1,2	12,5	100	0,84
	6,9	31	132,1	1,1	4,50	2,5	—	3,6	10	0,50
«	12	79			2,5	1,6	—	8,3	63	0,27

диориты (2); 3 — тонкополосчатые и очково-полосчатые бластокатаклазиты состава аляскинских фисские мелкозернистые и аплитовидные граниты (8). Приразломные щелочные метасоматиты: литиевым биотитом и аксессуарной бериллиевой, редкоземельной и тантало-ниобиевой минерализа-

ны. И лишь в альбит-мусковит-кварцевых диафторитах установлено до 70 г/т эвксенита.

Некоторые данные о содержании лантаноидов в тантало-ниобатах, слюдах, берилле и гельвин-даналите из приразломных метасоматитов Даванской зоны смятия приведены в табл. 8. Отчетливо выражены диспрозиевый и иттербиевый максимумы в фергусонитах и гадолиниевый в пирохлоре.

Таким образом, особенности распределения редкоземельных минералов в главных типах метасоматитов и преимущественная концентрация редкоземельных (особенно иттриевых) минералов в щелочных метасоматитах согласуются с вышеприведенными данными о распределении РЗЭ в главных типах метасоматитов Даванской зоны смятия. Геохимическое поведение лантаноидов в процессах метасоматоза щелочной и кислотной стадий, проявленных в Даванской зоне смятия, аналогично поведению ниобия в этих процессах. О тесной связи РЗЭ и ниобия в процессах щелочного метасоматоза свидетельствует широкое распространение редкоземельных тантало-ниобатов в альбит-кварц-микроклиновых метасоматитах. Эта же закономерность отмечалась реже для щелочных метасоматитов других районов [7, 10, 21].

ВЫВОДЫ

1. В краевых активизированных структурах Северо-Западного Прибайкалья редкометалльные метасоматиты проявлены в среднепротерозойских магматических породах — производных калиевых базальтоидным магм и бластокатаклазитах Даванской зоны смятия, в которых установлены повышенные концентрации редких земель (Σ РЗЭ = 646—998 г/т, Σ Ce/ Σ Y = 1,2—1,7), ниобия, циркония по отношению к их кларкам для геохимического типа палингенных гранитов щелочного ряда, а по содержанию фтора (0,12—0,40%) и бериллия (6,4—7,3 г/т) эти породы сопоставимы с геохимическим типом плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов по Л. В. Таусону [19]. Исключение составляют нижнепротерозойские граниты и бластокатаклазиты фундамента Северо-Байкальского вулканического пояса, в которых развиты урансодержащие щелочные метасоматиты. Эти породы по геохимическим особенностям близки к геохимическому типу ультраметаморфических гранитов по Л. В. Таусону [19] и в них сумма РЗЭ и иттрия (146—313 г/т) в 2—3 раза ниже, чем в среднепротерозойских магматических породах.

2. Проявление фракционной кристаллизации расплавов при образовании магматических пород Северо-Байкальского вулканического пояса, включая Даванскую зону смятия, подтверждается особенностями распределения в производных этих магм европия, содержание которого закономерно уменьшается от 4,8 г/т в гранодиоритах I фазы до 1 г/т в аляскитовых гранитах III фазы ирельского комплекса. В этом комплексе установлено накопление суммы РЗЭ в поздних дифференциатах по отношению к ранним (от 646 г/т в гранодиоритах до 998 г/т в аляскитовых гранитах).

3. Выявлен однотипный характер поведения РЗЭ при развитии процессов щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания, проявленных в породах Северо-Байкальского вулканического пояса и blastokataklazитах Даванской зоны смятия: РЗЭ выносятся из пород субстрата при развитии средне- и низкотемпературных процессов кислотного выщелачивания и концентрируются в щелочных метасоматитах. Наиболее высокие концентрации РЗЭ с преобладанием легких лантаноидов установлены в среднетемпературных натровых метасоматитах эпидот-хлоритового типа (Σ РЗЭ до 0,7%), развитых в липаритовых порфирах, и в приразломных альбит-кварц-микроклиновых метасоматитах с литиевым биотитом (Σ РЗЭ до 0,5%), субстратом для которых явились blastokataklazиты Даванской зоны смятия.

4. При развитии высоко- и среднетемпературных процессов щелочного метасоматоза проявлено фракционирование состава лантаноидов, при этом в калиевых метасоматитах по отношению к натриевым доля тяжелых лантаноидов возрастает. Поведение РЗЭ в этих процессах близко к геохимическому поведению ниобия.

5. Главными минералами-концентраторами тяжелых лантаноидов в щелочных метасоматитах являются редкоземельные тантало-ниобаты (фергусонит, самарскит, пироклор, эвксенит) и реже гадолинит и ксенотим. Лантаноиды цериевой группы в щелочных метасоматитах концентрируются главным образом в ортите, монаците, реже в бастнезите и флюоцерите.

6. Намечается прямая зависимость содержаний РЗЭ в щелочных метасоматитах от уровня их концентрации в породах субстрата. Наиболее высокие концентрации РЗЭ установлены в щелочных метасоматитах, развитых в липаритовых порфирах Северо-Байкальского вулканического пояса и blastokataklazитах Даванской зоны смятия, в которых установлены повышенные содержания лантаноидов. Для приразломных урансодержащих щелочных метасоматитов, развитых в обедненных РЗЭ породах фундамента Северо-Байкальского вулканического пояса, повышенные содержания лантаноидов не характерны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976, с. 102—128.
2. Бородин Л. С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 3—20.
3. Бородин Л. С., Минеев Д. А. Новый метод исследования эволюции состава редких земель в геохимических процессах на основе тройной диаграммы (La—Nd) — (Sm—Ho) — (Er—Lu). — Инф. сообщения ОНТИ ВИЭМС, 1965, № 5, вып. 76, с. 23—28.
4. Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 138 с.
5. Герасимовский В. В. О необычной ассоциации цеолитов и бастнезита. — Вестн. МГУ. Геология, 1964, № 6, с. 43—49.
6. Герасимовский В. И., Балашов Ю. А., Карпушина В. А. Геохимия редкоземельных элементов в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. — Геохимия, 1972, № 5, с. 515—530.

7. Еськова Е. М., Ефимов А. Ф. К геохимии TR, Sr и Ba в щелочных апоэффузивных метасоматитах Урала.— Геохимия, 1972, № 10, с. 1257—1267.
8. Копылов Э. Н. Петрология и геохимия эффузивов Северо-Байкальского вулканического пояса. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1974, 24 с.
9. Минеев Д. А. Исследование свойств и возможностей тройной диаграммы $\Sigma \text{Ce} - \Sigma \text{Y}_1 - \Sigma \text{Y}_2$.— Геохимия, 1965, № 12, с. 1423—1438.
10. Минеев Д. А. Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатай. М.: Наука, 1968, с. 48—72, с. 160—168.
11. Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 182 с.
12. Семенов Е. И. Лантаноиды.— В кн.: Геохимия редких элементов. Т. I. М.: Наука 1964, с. 210—283.
13. Силькова Л. А. О миграции и разделении R3Э в щелочно-карбонатной среде.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 154—161.
14. Собаченко В. Н., Вишняков Н. Н., Попов Ю. П., Пауллер А. М., Серова Н. Л. Особенности проявления тантало-ниобиевой минерализации в зоне глубинного разлома (Северо-Западное Прибайкалье).— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 184—185.
15. Собаченко В. Н., Костюкова Е. С., Кузнецова А. И., Легейдо В. А., Новиков В. М., Петров Л. Л., Смирнова Е. В., Цыханский В. Д. Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Даванской и Приморской зон глубинных разломов Прибайкалья.— Геохимия, 1974, № 2, с. 233—242.
16. Собаченко В. Н. О гранитоидах, повторной гранитизации и метасоматических процессах в зонах глубинных разломов Западного Прибайкалья.— В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975, с. 44—62.
17. Собаченко В. Н., Краснобаев А. А., Номоконов В. Д. Новые данные о возрасте редкометалльных метасоматитов в Северо-Западном Прибайкалье.— Геол. и геофиз., 1977, № 1, с. 133—136.
18. Собаченко В. Н., Матвеева Л. Н., Базарова С. Б. Эволюция состава слюд при развитии метаморфических и метасоматических процессов в зоне Главного структурного шва.— Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 44—50.
19. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977, с. 163—244.
20. Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимия щелочного метасоматоза. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 171—191.
21. Флерова К. В. Петрология и геохимические особенности пород ирельского интрузивного комплекса (Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969, 19 с.
22. Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 198—228.

З. И. Петрова, Е. В. Смирнова

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПРОЦЕССАХ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА И ФЛОГОПИТООБРАЗОВАНИЯ

(на примере Алданской флогопитоносной провинции)

Нами изучались закономерности распределения La, Ce, Nd, Yb и Y, содержание которых определено по методике, изложенной в статье Е. В. Смирновой (см. наст. сборник), в генетически связанных рядах пород Алданской флогопитоносной провинции, формировавшихся в последовательно проявившихся процессах регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и высокотемпературного постмагматического метасоматоза [6]. Наиболее ранними образованиями в этих рядах являются кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы федоровской свиты, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. На них повсеместно наложались процессы ультраметаморфизма, протекавшие в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Они привели к широкому развитию пород гранитоидного состава (мигматизированных сланцев и мигматитов), к выплавлению гранитов и формированию базификатов и

скарнов. В этих же участках в благоприятных структурных зонах интенсивно проявились процессы высокотемпературного постмагматического метасоматоза, в ходе которых образовались флогопитоносные метасоматиты, имеющие промышленное значение.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ ЭТАПА РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

На содержание редкоземельных элементов исследованы все разновидности пород федоровской свиты, среди которых преобладают основные амфиболсодержащие (с гиперстеном или без него) плагиосланцы. Менее распространены, но особенно характерны именно для этой свиты, диопсидовые плагиосланцы и диопсидовые плагиогнейсы, содержащие маломощные прослои диопсидовых (мономинеральных) сланцев и доломитовых мраморов. В подчиненном количестве в составе свиты присутствуют лейкократовые биотит-гиперстеновые плагиосланцы и плагиогнейсы. Детальная минералого-петрологическая характеристика всех этих пород приведена в работе [6]. Полученные значения содержаний в них РЗЭ представлены в табл. 1, а для диопсидовых сланцев и мраморов соответственно в табл. 8 и 9. Из этих данных следует, что содержания РЗЭ в отдельных пробах пород гранулитовой фации изменяются в очень широких пределах (г/т): для La — 10—150, Ce — 28—280, Nd — 10—145, Yb — 1,7—7,2 и Y — 5—54. Но в выборках проб, характеризующих ту или иную разновидность или группу пород, этот интервал содержаний значительно меньше. Статистический анализ показывает, что в каждой из выборок средние уровни содержаний РЗЭ могут быть оценены средними арифметическими. Основные амфиболсодержащие и биотит-гиперстеновые плагиосланцы характеризуются, как правило, более высокими содержаниями этих элементов, чем все разновидности диопсидовых пород и пространственно с ними ассоциирующих доломитовых мраморов. Исключе-

ние составляет группа диопсидовых плагиосланцев с основным плагиоклазом, в которых обнаружены самые высокие концентрации РЗЭ (табл. 1), что, по-видимому, обусловлено присутствием в них значительных количеств сфена (до 4 вес. %).

Учитывая распространенность отдельных разновидностей пород на современном эрозионном срезе, для федоровской свиты в целом вычислены средневзвешенные содержания РЗЭ (г/т): La — 54, Ce — 98, Nd — 51, Yb — 4,2 и Y — 23. Эти значения, как и средние уровни содержаний РЗЭ в каждой из изученных выборок сланцев (см. табл. 1), существенно отличаются от их средних содержаний в различных породах земной коры и самой земной коре, которые приведены в монографии Ю. А. Балашова [1, табл. 68]. Породы федоровской свиты по сравнению с «земной корой в целом» и «сланцами докембрия» более чем в 2 раза обогащены La, Ce, Nd и Yb, но имеют примерно одинаковые концентрации Y. Исходя из сложившегося убеждения о неизменности содержаний и соотношений РЗЭ в процессах регионального метаморфизма [1, 4, 5, 11], можно предполагать, что выявленная геохимическая характеристика свиты обусловлена первичными уровнями содержаний этих элементов в исходных породах.

Ранее [8] было показано, что по химическому составу федоровская свита реконструируется как осадочно-эффузивная толща, в которой преобладали основные эффузивы. По данным С. Д. Великославинского [2], исходными породами для основных амфиболсодержащих кристаллических сланцев федоровской свиты послужили щелочные базальты континентального типа. Выявленные в этих сланцах содержания и особенно отношения РЗЭ — Ce/La, Nd/La, Yb/La, Y/La (см. табл. 1) и La/Yb (8—16), РЗЭ (200—350 г/т), — обнаруживающие наибольшее сходство с континентальными базальтами [1, табл. 68], в общем подтверждают такой вывод и указывают на повышенные содержания РЗЭ в щелочных базальтах глубокого докембрия: возраст основных сланцев федоровской свиты определен как 3300 ± 200 млн. лет [3].

Обращают на себя внимание сравнительно близкие содержания РЗЭ и удивительная выдержанность их отношений во всех разновидностях

Содержания редкоземельных элементов в породах

Плагиосланцы	n	La	Ce	Nd
Биотит-гиперстеновые	8	56 41—66	99 71—120	48 41—55
Гиперстен-роговообманковые	6	70 52—82	120 80—160	70 52—82
Двушироксен-роговообманковые	17	48 21—83	87 47—120	48 25—81
Биотит-, диопсид-роговообманковые	21	61 31—120	106 50—160	55 10—80
Биотит-диопсидовые	8	43 25—54	84 47—120	39 30—45
Диопсидовые (Пл № 70—80)	4	109 58—150	179 74—280	85 33—145
Кварц-диопсидовые плагиосланцы (Пл № 70—80) и диопсидовые плагиогнейсы (Пл № 27—35)	10	44 35—60	88 44—150	45 32—63

Примечание. Здесь и далее в числителе — среднее арифметическое, в знаменателе —

Таблица 1

федоровской свиты (гранулитовая фация), г/т

Y	Yb	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La
15 5—29	3,0 2,1—3,6	1,73 1,36—1,90	0,86 0,65—1,15	0,28 0,11—0,70	0,05 0,04—0,09
34 27—40	4,8 3,9—6,8	1,75 1,06—2,41	1,02 0,63—1,27	0,49 0,39—0,59	0,07 0,05—0,09
24 16—50	4,8 3,6—6,7	1,96 1,23—3,58	1,09 0,59—1,79	0,54 0,25—1,19	0,12 0,05—0,29
24 13—38	4,8 3,9—6,5	1,76 1,20—2,13	0,90 0,63—1,47	0,37 0,21—0,60	0,08 0,04—0,14
18 13—25	3,6 2,9—5,1	1,90 1,30—2,27	0,92 0,75—1,20	0,42 0,30—0,52	0,08 0,06—0,11
32 12—54	4,9 3,2—7,2	1,51 1,12—1,86	0,72 0,57—0,97	0,27 0,16—0,35	0,05 0,04—0,06
23 19—28	4,2 3,5—6,5	1,97 1,19—2,70	1,02 0,86—1,30	0,54 0,38—0,70	0,10 0,07—0,17

крайние значения содержаний РЗЭ в исследованных выборках, n — количество проб в выборке.

Распределение редкоземельных элементов по минералам

Минерал	Содержание в породе, вес. %	La			Ce		
		в минерале	в породе	К. К.	в минерале	в породе	К. К.
<i>I-1-a — биотит-гиперс</i>							
Гиперстен	23,1	16	3,7	0,52	73	16,8	1,03
Биотит	15,8	14	2,2	0,45	79	12,5	1,11
Плагиоклаз	60,4	30	18,1	0,97	56	33,8	0,79
Роговая обманка	0,1	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не обн.	Не обн.
Магнетит	0,4	»	»	»	»	»	»
Апатит	0,2	»	»	»	»	»	»
Прочие	<0,1				»		
Сумма	100,0		24,0			63,1	
Содержание элемента в вале			31			71,0	
Баланс, %			77,4			89,0	

IV-1-б — биотит-роговооб

Биотит	3,2	18	0,6	0,35	40	1,3	0,36
Роговая обманка	28,5	66	18,8	1,29	150	42,8	1,36
Плагиоклаз	63,2	37	23,4	0,72	70	44,3	0,64
Магнетит	4,1	14	0,6	0,27	55	2,2	0,50
Прочие	1,0						
Сумма	100,0		43,4			90,6	
Содержание элемента в вале			51			110	
Баланс, %			85,1			82,4	

203-п — биотит-диопс

Биотит	3,5	33	1,2	3,62	120	4,2	1,35
Диопсид	34,6	22	3,6	0,47	48	16,6	0,54
Плагиоклаз	58,4	30	17,5	0,64	50	29,2	0,56
Сфен	1,3	1600	20,8	34,04	3200	41,6	36,95
Апатит	0,2	560	1,1	11,91	1900	3,8	21,35
Прочие	2,0						
Сумма	100,0		44,2			95,4	
Содержание элемента в вале			47			89	
Баланс, %			94,0			107,2	

191-п — кварц-диопси

Плагиоклаз	51,3	20	10,3	0,49	30	51,3	0,42
Скаполит							
Кварц	11,7	10	1,2	0,24	25	2,9	0,35
Диопсид	32,0	16	5,1	0,39	40	12,8	0,56
Сфен	2,3	980	22,5	23,9	2000	46,0	27,78
Прочие	2,7						
Сумма	100,0		39,1			77,1	
Содержание элемента в вале			41			72	
Баланс, %			95,4			107,1	

кристаллических сланцев федоровской свиты, г/т

в минерале	Nd			Yb			Y		
	в породе	К. К.		в минерале	в породе	К. К.	в минерале	в породе	К. К.
<i>теновый плагиосланец</i>									
31	7,2	0,76		12,0	2,8	3,24	32	7,4	1,39
45	7,1	1,10		3,4	0,5	0,92	<1	<0,1	0,04
33	20,0	0,80		1,0	0,6	0,27	15	9,1	0,65
Не опр.	Не обн.	Не обн.		Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не обн.	Не обн.
»	»	»		»	»	»	»	»	»
»	»	»		»	»	»	»	»	»
	34,3				3,9			16,6	
	41,0				3,7			23,0	
	83,6				105,4			72,2	

манковый плагиосланец

70	2,2	1,11	2,4	0,1	0,56	8,1	0,3	0,31
105	30,0	1,67	10,0	2,8	2,32	54	15,4	2,07
32	20,2	0,51	0,9	0,6	0,21	7,2	4,6	0,27
10	0,4	0,16	Не опр.			4,6	0,2	0,18
	52,8				3,5			20,5
	63				4,3			26
	83,8				81,4			78,8

сидовый плагиосланец

57	2,0	1,27	1,8	0,63	0,60	3,2	0,1	0,47
30	10,7	0,67	3,1	1,08	1,03	15,0	5,2	0,79
15	8,7	0,33	0,8	0,45	0,27	3,4	2,0	0,18
2000	26,0	44,44	74	0,96	24,70	1000	13,0	52,63
1000	2,0	22,22	42	0,08	14,00	630	1,2	33,15
	49,4				3,12			21,5
	45				3,00			19
	109,8				104,0			113,1

доевый плагиосланец

10	5,1	0,26	2,2	1,13	0,50	8	4,1	0,35
12	1,4	0,31	Не опр.			3,8	0,4	0,16
32	10,2	0,82	3,2	1,02	0,73	8	2,6	0,35
1000	23,0	25,6	84	1,93	19,09	710	16,3	30,87
	39,8				4,1			23,4
	39				4,4			23
	102				93,2			101,7

Содержания редкоземельных элементов

Порода	n	La	Ce	Nd
Плаггиомигматиты по плаггиосланцам: биотит-гиперстеновым	6	62	93	50
		45—120	72—130	32—74
двупироксен-роговообманковым	3	71	148	81
		65—81	130—180	66—100
биотит- и диопсид-роговообманковым	10	76	124	71
		54—130	86—180	52—97
биотит-диопсидовым	2	118	150	66
		76—160	140—160	60—73
Плаггиомигматиты и диопсид-скаполитовые породы по диопсидовым плаггиосланцам	7	53	104	47
		22—90	48—170	11—76
Плаггиомигматиты и кварц-диопсид-скаполитовые породы по кварц-диопсидовым сланцам и диопсидовым плаггиогнейсам	11	56	92	40
		22—140	54—190	19—62

пород Федоровской свиты. Такое «выравнивание» этих характеристик могло произойти как на этапе формирования осадочно-эффузивной толщи, так и на этапе регионального метаморфизма в условиях гранулитовой фации. Без дополнительных исследований этот вопрос не может быть решен однозначно.

Распределение РЗЭ между минералами (табл. 2), слагающими изученные кристаллические сланцы, в общем согласуется с установленными к настоящему времени закономерностями вхождения этих элементов в структуры породообразующих и акцессорных минералов. Как и следовало ожидать, наиболее высокие концентрации их обнаружены в акцессорных сфене и апатите, которые и являются главными минералами-концентраторами РЗЭ в изученных породах. Уже при сравнительно невысоких содержаниях этих минералов в породе им принадлежит существенная роль в балансе РЗЭ. Так, в пробах 203-н и 191-н (см. табл. 2), при суммарном содержании сфена и апатита около 2%, на их долю приходится до 50% от общего содержания РЗЭ в породе. В случае очень низких содержаний сфена и апатита (менее 0,5%) РЗЭ полностью распределяются в породообразующих минералах. При этом по мере убывания коэффициента концентрации $K. K. = \frac{\text{содержание РЗЭ в минерале}}{\text{содержание РЗЭ в породе}}$ — все породообразующие минералы сланцев располагаются в ряды:

для La : Р. о. (1,5)* → Би (1,0) → Пл (0,71) → Гип (0,42) → Ди (0,37) → Кв (0,26);
 для Ce : Р. о. (2,2) → Би (0,97) → Гип (0,80) → Пл (0,65) → Кв. (0,59) → Ди (0,46);
 для Nd : Р. о. (0,49) → Би (0,91) → Пл (0,49) → Гип (0,39) → Ди (0,28) → Кв (0,25);
 для Yb : Р. о. (3,0) → Гип (2,0) → Ди (0,83) и Би (0,89) → Пл (0,35) и Кв (0,40);
 для Y : Р. о. (3,7) → Гип (1,3) → Ди (0,49) → Пл (0,30) → Би (0,27) → Кв (0,19);

* В скобках среднее арифметическое значений К. К., вычисленное по данным табл. 2,4 и дополнительным данным, не приведенным в этой работе. Р. о. — роговая обманка, Гип — гиперстен, Ди — диопсид, Би — биотит, Пл — плагиоклаз, Кв — кварц.

Из приведенных данных следует, что после сфена и апатита наиболее активным минералом-концентратором всех РЗЭ является роговая обманка.

тов в плаггиомигматитах, г/т

Y	Yb	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La
11	3,6	1,60	0,82	0,22	0,06
10—19	2,5—5,9	1,08—1,96	0,62—0,96	0,15—0,34	0,02—0,10
29	4,1	2,07	1,13	0,39	0,06
22—41	3,3—5,3	1,91—2,22	1,01—1,23	0,34—0,51	0,05—0,06
26	4,6	1,66	0,97	0,36	0,06
15—43	3,8—8,3	1,38—2,03	0,61—1,28	0,15—0,60	0,03—0,09
37	5,9	1,42	0,66	0,34	0,05
31—44	5,4—6,5	1,00—1,84	0,37—0,96	0,27—0,41	0,04—0,07
23	4,2	2,00	0,87	0,42	0,08
6,3—47	2,3—5,9	1,26—2,24	0,50—1,17	0,26—0,72	0,06—0,10
21	3,7	1,77	0,86	0,45	0,07
14—39	2,5—6,2	1,19—2,45	0,26—1,64	0,17—0,91	0,03—0,14

Иттрий и иттербий, кроме роговой обманки, концентрируются еще и в гиперстене. Во всех этих случаях К. К. РЗЭ значительно превышает 1. В остальных породообразующих минералах К. К. РЗЭ близок к 1 или значительно меньше. Независимо от К. К. все породообразующие минералы проявляют четкую избирательность в отношении концентрирования тех или иных РЗЭ, о чем убедительно свидетельствуют изменения в них отношений Yb/La и Y/La. Самые высокие значения этих отношений характерны для гиперстена — соответственно 0,45 и 2,77, диопсида — 0,21 и 2,25 и роговой обманки — 0,12 и 1,00, в то время как для плагиоклаза они составляют 0,04 и 0,20, для биотита 0,14 и 0,28 и для кварца 0,11 и 0,36. Пироксены и роговая обманка, таким образом, в данном случае являются преимущественными концентраторами Yb и Y, а плагиоклаз и биотит — La, Ce, Nd. Данный вывод хорошо согласуется с давно известной закономерностью, установленной для магматических пород: темноцветные породообразующие минералы обычно обогащены тяжелыми РЗЭ, калиевые — легкими и европием [1].

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ ЭТАПА УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

Под воздействием процессов ультраметаморфизма породы гранулитовой фации в Федоровской свите повсеместно претерпели интенсивные изменения. В результате в этой толще широко распространились новообразованные минеральные ассоциации и парагенезисы амфиболитовой фации [6]. Среди новообразований наиболее ранними являются плаггиомигматиты, образующиеся по основным кристаллическим сланцам и гнейсам. Химические изменения, приведшие к их формированию, выражаются в увеличении в породах содержания Si и Na и уменьшении Ca, Mg, Fe. Минералогически это фиксируется кристаллизацией кислого плагиоклаза и увеличением степени лейкократовости пород. Характерной особенностью

Распределение редкоземельных элементов по минералам пла

Минерал	Содержание в породе, вес. %	La			Ce		
		в минерале	в породе	К. К.	в минерале	в породе	К. К.
<i>1-3-a — калишпатизированный био</i>							
Биотит	4,4	28	1,2	0,65	140	6,2	1,54
Гиперстен	18,1	9,4	1,7	0,22	73	13,2	0,80
Плагиоклаз	39,1	47	31,3	1,09	80	53,3	0,88
Калишпат	27,5						
Кварц	8,3	Не опр.			Не опр.		
Магнетит	2,4	13	0,3	0,30	250	6,0	2,74
Апатит	0,2						
Сумма	100,0		34,5			78,7	
Содержание элемента в вале			43			91	
Баланс, %			80,2			85,8	
<i>222-n — гиперстенсодержащий диопсид-ро</i>							
Гиперстен } Диопсид }	8,3	27	2,2	0,53	82	6,8	0,58
Роговая обманка	9,8	95	9,3	1,86	410	40,2	2,93
Плагиоклаз	75,5	29	21,9	0,57	70	52,8	0,50
Магнетит	4,7	26	1,2	0,51	95	4,5	0,68
Апатит	1,1						
Прочие	0,6						
Сумма	100,0		34,6			104,3	
Содержание элемента в вале			51			140	
Баланс, %			67,8			74,5	
<i>220-n — биотит-амфи</i>							
Биотит	1,4	15	0,2	0,26	67	0,9	0,48
Роговая обманка	15,4	100	15,4	1,72	380	58,5	2,71
Плагиоклаз	80,2	47	37,7	0,81	90	72,2	0,64
Магнетит	2,6						
Апатит	0,4						
Сумма			53,3			131,6	
Содержание элемента в вале			58			140	
Баланс, %			95,2			94	
<i>211-n — полосчатая диопсид</i>							
Диопсид	38,2	8,9	3,4	0,22	31	11,8	0,31
Скаполит	59,5	24	14,3	0,58	36	21,4	0,36
Сфен	2,3	800	18,4	19,51	2800	64,4	28,00
Сумма	100,0		36,1			97,6	
Содержание элемента в вале			41			100	
Баланс, %			88,0			97,6	

гиомигматитов из Алданской флогопитоносной провинции, г/т

в минерале	Nd			Yb			Y		
	в породе	К. К.		в минерале	в породе	К. К.	в минерале	в породе	К. К.
<i>тит-гиперстеновый плагиомигматит</i>									
28	1,2	0,74		3,7	0,16	1,76	1,0	0,04	0,12
10	1,8	0,27		4,5	0,81	2,14	16,0	2,90	1,95
Не опр.	38	25,3	1,00	1,0	0,66	0,47	3,5	2,33	0,42
	180	4,3	4,74						
					32,6			2,01	
					38			2,1	
					85,8			95,7	
									5,37
									8,2
									65,5
<i>говообманковый плагиомигматит</i>									
15	1,2	0,15		3,9	0,32	0,73	18	1,49	0,51
500	49,0	5,00		20	1,96	3,77	200	19,60	5,71
27	20,4	0,27		1,3	0,98	0,24	4,2	3,17	0,12
110	5,2	1,10		18	0,84	3,40	3	0,14	0,08
					75,8			4,10	
					100			5,3	
					75,8			77,3	
									24,40
									35
									69,7
<i>боловый плагиомигматит</i>									
27	0,4	0,33		2,5	0,03	0,64	12	0,2	0,40
350	54,0	4,32		16	2,47	4,10	140	21,6	4,67
25	20,0	0,31		1,4	1,12	0,36	4,7	3,8	0,16
					74,4			3,62	
					81			3,9	
					91,8			92,8	
									30
									85,3
<i>скаполитовая порода</i>									
Не опр.				2,7	1,03	0,79	5,3	2,02	0,41
»				1,5	0,89	0,44	4,2	2,50	0,32
1300	29,9	35,13		58	1,33	440	440	10,12	33,85
					29,9			3,25	
					37			3,4	
					80,8			95,5	
									13
									112,6

Содержания редкоземельных эле

Порода	n	La	Ce	Nd
Теневые мигматиты по плагиосланцам: биотит-гиперстеновым	2	108	140	38
		77—140	100—180	25—52
двушроксен-роговообманковым	3	70	126	57
		49—92	49—180	35—79
биотит- и диоксид-роговообманковым	4	79	135	67
		47—110	89—200	47—100
биотит-диоксидовым	6	60	80	45
		42—110	56—170	32—80
кварц-диоксидовым плагиосланцам и диоксидовым плагиогнейсам	6	58	91	18
		27—85	62—110	25—56

плагиомигматитов является четкая унаследованность их химического и минерального состава от состава исходных пород.

Из сопоставления данных табл. 3 и 1 видно, что в плагиомигматитах уровни содержаний РЗЭ и их отношения изменяются примерно в тех же интервалах, что и в сланцах. Можно заметить лишь тенденцию к увеличению в них концентраций La, Ce и Nd: по сравнению с соответствующими сланцами в плагиомигматитах увеличиваются средние арифметические значения их содержаний в основном за счет увеличения уровня минимальных концентраций данных элементов в отдельных пробах.

Полное сходство плагиомигматитов со сланцами проявляется и в закономерностях распределения РЗЭ по пороодообразующим и аксессуарным минералам (табл. 4).

Продуктами более интенсивной переработки пород гранулитовой фации на этом этапе являются калишпатовые мигматиты. Они развиваются как по сланцам и гнейсам, так и по плагиомигматитам. Химическая сущность калишпатовой мигматизации заключается в увеличении в породах содержаний калия и кремния и в снижении кальция, магния и железа.

Калишпатовыми мигматитами сложены обширные поля, зачастую с хорошо выраженным зональным строением. Внешние зоны этих полей представлены мигматизированными сланцами или плагиомигматитами, далее следуют мигматиты с реликтами вмещающих пород и в центральных частях — теневые мигматиты, которые хотя и обнаруживают зависимость от состава вмещающих пород, но в значительно меньшей степени, чем плагиомигматиты.

Из данных табл. 5 следует, что в теневых мигматитах содержания редких земель и иттрия варьируют так же широко, как и в рассмотренных выше двух группах пород — в кристаллических сланцах и плагиомигматитах. Но минимальные значения содержаний La, Ce и Nd, обнаруженные в единичных пробах всех исследованных выборок мигматитов, значительно выше, а содержание Yb и Y — ниже, чем в пробах сланцев. В результате оказывается, что в теневых калишпатовых мигматитах средние значения содержаний La и Ce выше, Nd — близки, а Yb и Y либо близки, либо чаще ниже, чем в соответствующих исходных сланцах.

Таким образом, несмотря на то, что из-за больших дисперсий концентраций редкоземельных элементов в сделанных выборках их средние значения в 95%-ном доверительном интервале не всегда различимы, тенденция к увеличению содержаний La, Ce, Nd и к уменьшению Yb и в меньшей степени — Y в генетически связанном ряду пород сланец грану-

ментов в теневых мигматитах, %

Y	Yb	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La
8,9	2,1	1,29	0,35	0,07	0,02
3,8—14	2,0—2,3	1,28—1,30	0,32—0,37	0,05—0,10	0,01—0,03
25	3,8	1,69	0,82	0,34	0,05
6,9—48	2,2—4,9	1,00—2,12	0,63—1,11	0,14—0,67	0,04—0,07
27	4,5	1,74	0,88	0,38	0,06
5,7—38	1,3—5,9	1,21—2,03	0,54—1,07	0,06—0,59	0,01—0,12
25	4,0	1,49	0,75	0,40	0,06
14—50	2,8—6,8	1,12—1,76	0,63—0,86	0,28—0,48	0,05—0,08
18	2,7	1,64	0,72	0,33	0,05
12—23	1,9—3,6	1,29—2,29	0,46—0,92	0,25—0,44	0,03—0,07

литовой фации → плагиомигматит → теневой калишпатовый мигматит проявляется достаточно четко. Эта особенность распределения редкоземельных элементов в породах Алданской флогопитоносной провинции подтверждает закономерность, выявленную для гранитизированных пород в других регионах [11] и заключающуюся в том, что в процессе гранитизации разнообразных пород в зону преобразования привносятся легкие лантаноиды и выносятся тяжелые и иттрий. Преимущественное накопление при этом наиболее основных элементов среди лантаноидов — La и Ce — хорошо согласуется со щелочным характером протекающего процесса преобразования вмещающих пород. Еще более четко отмеченные закономерности выявляются при сопоставлении отношений РЗЭ (Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La) в исходных породах и продуктах их изменения (см. табл. 1, 3 и 5).

С теневыми калишпатовыми мигматитами пространственно и генетически связаны граниты, кристаллизующиеся из магм, выплавленных в участках наиболее интенсивной мигматизации. Кристаллизация магм осуществляется либо на месте их выплавления, либо после незначительного перемещения в пространстве. В работе [10] приведена характеристика этих гранитов и значения содержаний в них РЗЭ, оказавшихся значительно ниже, чем во вмещающих теневых мигматитах. На основании таких данных можно полагать, что либо при выплавлении магм из исходных пород — теневых калишпатовых мигматитов — не осуществляется полной экстракции РЗЭ, либо уже на стадии кристаллизации магматических расплавов какая-то доля РЗЭ удаляется из кристаллизующейся системы, при этом коэффициент распределения между кристаллами и расплавом должен быть меньше 1. В последнем случае можно было бы ожидать значительного обогащения этими элементами продуктов остаточных расплавов или наиболее поздних дифференциатов гранитоидных магм. Такими дифференциатами здесь являются пегматиты: они слагают наиболее удаленные от центральных частей мигматитовых полей дайки с резкими прямолинейными контактами. Однако обнаруженные в них содержания РЗЭ оказались ниже, чем во всех других разновидностях гранитов [10]. В связи с этим, по-видимому, следует отдать предпочтение первому предположению о неполной экстракции РЗЭ из вмещающих пород выплавливающейся магмой. Равенство отношений Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La в гранитах и мигматитах может указывать на близость условий щелочности в минералообразующей среде как при формировании теневых калишпатовых мигматитов на последней стадии процесса высокотемпературного ме-

Содержания La, Ce, Nd, Yb и Y и их отношения в породах Алданской флогопитоносной провинции, вес. %

№ пробы	Порода	La	Ce	Nd	Y	Yb	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La
<i>Сфены</i>										
203-н	Биотит-диопсидовый плагиосланец	0,160	0,32	0,20	0,100	0,0074	2,00	1,25	0,62	0,05
191-н	Кварц-диопсидовый плагиосланец	0,098	0,20	0,10	0,071	0,0084	2,04	1,02	0,72	0,08
211-н	Полосчатая диопсид-скаполитовая порода	0,080	0,28	0,13	0,044	0,0058	3,50	1,62	0,55	0,07
94-н	Кварц-диопсид-скаполитовая	0,073	0,20	0,12	0,098	0,0084	2,74	1,64	1,34	0,11
164-т	Кварц-диопсид-скаполитовая с волластонитом	0,073	0,22	0,13	0,044	0,0032	3,01	1,78	0,60	0,04
сф-3	Диопсид-скаполитовая (симплектит)	0,200	0,43	0,28	0,13	0,0110	2,15	1,40	0,65	0,06
сф-2	» » »	0,160	0,42	0,25	0,10	0,0094	2,62	1,56	0,62	0,06
Б-26	Крупно-зернистая диопсидовая с порфиробластами скаполита	0,240	0,71	0,30	0,10	0,0088	2,96	1,25	0,41	0,04
5-11	Диопсид-олигоклазовая	0,370	1,30	0,76	>0,50	>0,050	3,52	2,05	>1,35	>0,13
5-12	Кварц-олигоклазовая с диопсидом	0,330	1,20	0,60	>0,50	>0,050	3,64	1,82	>1,51	>0,15
4-26	Диопсид-скаполитовая (жила)	0,300	1,10	0,70	>0,50	0,032	3,67	2,33	>1,67	0,11
4-27	» » (прожилок)	0,280	1,20	0,79	>0,50	0,034	4,28	2,82	>1,78	0,12
47-н	Ортогексит	0,240	0,78	0,43	0,16	0,011	3,25	1,73	0,67	0,04
4-17	»	0,360	1,50	0,89	>0,50	>0,050	4,17	2,47	>1,39	>0,14
Баня	»	>1,000	3,00	>1,00	0,36	0,019	<3,00	1,00	<0,36	<0,02
А-2-6с	»	0,400	1,20	0,73	0,28	0,012	3,00	1,82	0,70	0,03
<i>Апатиты</i>										
203-н	Плагиосланец биотит-диопсидовый	0,056	0,19	0,10	0,063	0,0042	3,4	1,8	1,1	0,07
152-н	двупироксен-роговообманковый	0,180	0,39	0,17	0,074	0,0036	2,2	0,9	0,4	0,02
172-н	диопсид-роговообманковый	0,240	0,46	0,20	0,066	0,0032	1,9	0,8	0,3	0,02
165-н	Полосчатая диопсид-скаполитовая с волластонитом порода	0,220	0,37	0,12	0,043	0,0030	1,7	0,5	0,2	0,02
142-н	Паргасит-диопсидовая порода	0,210	0,26	0,051	0,0098	0,0010	1,2	0,2	0,05	0,005
109-н	Флогопит-диопсидовая »	0,160	0,49	0,28	0,140	0,0062	3,1	1,7	0,9	0,04
18-н	Биотитовый с гиперстеном гранит	0,210	0,50	0,32	0,160	0,0062	2,4	1,5	0,8	0,03
102-н	Аляскит	0,045	0,22	0,19	0,340	0,0110	1,9	4,2	7,6	0,20
26-н	Ортогексит	0,039	0,19	0,15	0,130	0,0076	4,9	3,8	3,3	0,20
47-н	»	0,200	0,54	0,30	0,170	0,0110	2,7	1,5	0,9	0,06
62-н	»	0,130	0,43	0,25	0,180	0,0100	3,3	1,9	1,4	0,08
А-2-6с	»	0,400	0,81	0,35	0,120	0,037	2,0	0,9	0,3	0,01

тасоматического замещения исходных сланцев, так и при кристаллизации выплавляющихся здесь же гранитоидных магм.

В силу резкой лейкократовости (содержание темноцветных минералов в редких случаях превышает 3%) и преобладания среди калических минералов калиевого полевого шпата минералами-концентраторами и носителями РЗЭ в гранитах служат акцессорные сфен и апатит, реже кристаллизующийся в ортотекститах ортит. Насыщенность сфенов и апатитов РЗЭ в гранитах в 1,5—7 раз выше, чем в сланцах (табл. 6).

Сфены гранитов — более активные концентраторы РЗЭ, чем апатиты, причем Се и Nd они накапливают более интенсивно, чем La.

Высокая насыщенность сфенов и апатитов РЗЭ, а также присутствие в гранитах и ортотекститах Алданской флогоцитоносной провинции ортита, а не монацита могут рассматриваться как доказательство предположения о формировании этих пород в условиях высокой щелочности (расширение поля кристаллизации калиевого полевого шпата [9]) и восстановительной среды. Б. Г. Лутцем [4] было показано, что именно в таких условиях кристаллизуется ортит и невозможно кристаллизация монацита.

Ранее отмечалось [6], что сопряженно с мигматитами по основному кристаллическим сланцам формируются базификаты, в которых происходит частичное переотложение элементов, выносимых из сланцев при мигматизации. Анализ этих образований на РЗЭ показывает, что сравнительно со сланцами и мигматитами в них существенно увеличиваются содержания Yb и Y (табл. 7). Именно эти элементы, как показано выше, выносятся при мигматизации сланцев. Логично предположить, что их переотложение на фронте мигматизации и служит причиной выявленного увеличения содержания в базификатах. В то же время в отдельных пробах существенно роговообманковых разновидностей базификатов обнаруживаются более высокие, чем во вмещающих сланцах, содержания и легких лантаноидов (см. табл. 3,7), т. е. элементов, которые в процессе мигматизации привносятся в зону минералообразования.

Из данных табл. 7 выявляется еще одна особенность базификатов: для них характерны очень высокие значения отношений Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La, свидетельствующие о преимущественном осаждении в этих образованиях более тяжелых и более кислых РЗЭ по сравнению с самым основным среди них — лантаном. Все эти свойства базификатов хорошо объясняются представлением о сопряженности их формирования с мигматитами в едином процессе высокотемпературного метасоматического преобразования толщи основных кристаллических сланцев в условиях прогрессивно увеличивающейся щелочности минералообразующей среды. Базификаты, приуроченные к внешним зонам полей мигматизации, кристаллизуются в условиях более низкой щелочности, чем теньевые калищпатовые мигматиты в центральных частях этих же тел. Не следует упускать из виду также и то, что базификаты формируются в участках локального повышения давления. Возможно, что преимущественное накопление в них элементов с меньшим, чем у La, ионным радиусом может быть в какой-то мере обусловлено влиянием именно этого фактора.

Одновременно с формированием мигматитов, базификатов и гранитов при ультраметаморфическом преобразовании всей толщи в ее прослоях доломитовых мраморов и ультраосновных сланцев в качестве передовых и промежуточных зон гранитизации и магматического замещения образуются разнообразные скарны. В зависимости от химической направленности осуществляющихся здесь преобразований условно выделяются скарны мигматитового, базификатного и обычного типа [6].

Анализ результатов, приведенных в табл. 8, показывает, что по сравнению с исходными диопсидовыми сланцами все разновидности скарнов характеризуются повышенными содержаниями РЗЭ. Особенно высокие содержания элементов выявляются в диопсид-олигоклазовых скарнах,

Содержания и отношения редкоземельных элементов в базификатах, г/т

Базификаты	n	La	Ce	Nd	Y
Существенно роговообманковые	4	$\frac{73}{10-190}$	$\frac{202}{60-500}$	$\frac{85}{33-170}$	$\frac{36}{18-45}$
Существенно пироксеновые (диопсидовые)	2	$\frac{10}{5-16}$	$\frac{44}{35-53}$	$\frac{35}{24-47}$	$\frac{37}{19-55}$

участвующих в строении зональных тел мигматитового и обычного типа. Сравнительно высокими содержаниями отличаются также скарны базификатного типа. Эти данные свидетельствуют о существенном привносе РЗЭ в участки скарнообразования по ультраосновным сланцам на магматическом этапе.

Судить определенно о привносе (или выносе) РЗЭ на участках скарнообразования по доломитовым мраморам (табл. 9) невозможно из-за отсутствия надежных данных по последним. Все отобранные пробы этих пород, как показали детальные исследования, оказались затронутыми процессами гранитизации. Группа пород «доломитовые мраморы» в табл. 9 по сути дела объединяет наименее гранитизированные их разновидности.

При сравнении данных табл. 8 и 9 по однотипным скарнам, разви-

Содержание и отношения редкоземельных элементов в диопсидовых сланцах и скарнах

Проба	Порода	n	La	Ce	Nd
Выборка 1	Диопсидовый сланец	15	$\frac{31}{23-49}$	$\frac{55}{28-100}$	$\frac{32}{20-41}$
Разрез I	25-218	1	27	63	33
	25-217	1	67	70	35
	25-216	1	130	150	87
	25-215	1	76	120	36
Разрез II	15-30	1	31	51	33
	15-29	1	78	110	71
	15-28	1	91	122	68
	15-27	1	110	170	72
	15-26	1	71	110	62
Выборки	2	9	$\frac{48}{29-85}$	$\frac{90}{37-160}$	$\frac{46}{17-86}$
	3	3	$\frac{170}{110-280}$	$\frac{216}{170-300}$	$\frac{87}{69-120}$
Выборки	4	17	$\frac{49}{21-91}$	$\frac{122}{47-250}$	$\frac{62}{38-130}$
	5	10	$\frac{55}{24-100}$	$\frac{130}{47-250}$	$\frac{56}{24-95}$
	6	10	$\frac{28}{13-56}$	$\frac{72}{30-160}$	$\frac{35}{23-59}$

Содержания и отношения редкоземельных элементов в базификатах, г/т

Yb	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La
$\frac{5,5}{3,7-7,1}$	$\frac{5,08}{1,71-12,00}$	$\frac{2,03}{0,89-3,30}$	$\frac{1,38}{0,22-3,00}$	$\frac{0,24}{0,03-0,47}$
$\frac{5,4}{4,0-6,8}$	$\frac{5,15}{3,31-7,00}$	$\frac{5,45}{1,50-9,40}$	$\frac{6,09}{1,19-11,00}$	$\frac{0,80}{0,25-1,36}$

вающимися за счет диопсидовых сланцев и доломитовых мраморов, видно, что в первых уровнях содержания РЗЭ выше, чем во вторых. Но во всех случаях скарны базификатного типа отличаются от скарнов мигматитового типа более высокими значениями отношений Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La, свидетельствующими о преимущественном концентрировании в них более тяжелых и наименее основных лантаноидов. В этом проявляется аналогия данных образований с рассмотренными выше базификатами и мигматитами по основным кристаллическим сланцам. Такое сходство в закономерностях распределения РЗЭ является результатом одинаковой химической направленности процессов преобразования разнообразных пород гранулитовой фации на этапе ультраметаморфизма и может служить одним из доказательств их сингенетичности.

Таблица 8

нах, развивающихся по диопсидовым сланцам на ультраметаморфическом этапе, г/т

Y	Yb	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La
$\frac{18}{11-24}$	$\frac{2,9}{1,7-4,3}$	$\frac{1,74}{1,17-2,89}$	$\frac{1,03}{0,73-1,39}$	$\frac{0,58}{0,47-0,75}$	$\frac{0,09}{0,06-0,15}$
18	4,0	2,33	1,22	0,67	0,15
14	3,2	1,05	0,52	0,21	0,05
36	6,5	1,15	0,67	0,26	0,05
12	1,1	1,58	0,47	0,16	0,014
17	2,8	1,64	1,06	0,55	0,09
27	7,1	1,41	0,91	0,39	0,09
25	6,8	1,34	0,75	0,27	0,07
32	2,1	1,55	0,65	0,29	0,02
15	2,5	1,55	0,87	0,21	0,03
$\frac{19}{10-41}$	$\frac{2,9}{2,5-3,8}$	$\frac{1,83}{1,06-2,86}$	$\frac{0,98}{0,49-1,53}$	$\frac{0,36}{0,21-0,65}$	$\frac{0,08}{0,03-0,12}$
51	6,1	1,37	0,55	0,31	0,03
$\frac{32-78}{32-78}$	$\frac{2,1-10,0}{2,1-10,0}$	$\frac{1,07-1,55}{1,07-1,55}$	$\frac{0,43-0,65}{0,43-0,65}$	$\frac{0,28-0,37}{0,28-0,37}$	$\frac{0,02-0,05}{0,02-0,05}$
27	3,8	2,56	1,32	0,57	0,09
$\frac{17-80}{17-80}$	$\frac{2,5-5,3}{2,5-5,3}$	$\frac{1,38-4,81}{1,38-4,81}$	$\frac{0,80-2,52}{0,80-2,52}$	$\frac{0,32-1,00}{0,32-1,00}$	$\frac{0,05-0,17}{0,05-0,17}$
26	3,5	2,51	1,12	0,53	0,08
$\frac{10-54}{10-54}$	$\frac{2,3-4,5}{2,3-4,5}$	$\frac{1,69-3,33}{1,69-3,33}$	$\frac{0,80-1,58}{0,80-1,58}$	$\frac{0,27-1,09}{0,27-1,09}$	$\frac{0,04-0,12}{0,04-0,12}$
14	2,5	2,57	1,38	0,57	0,11
$\frac{10-21}{10-21}$	$\frac{1,7-3,9}{1,7-3,9}$	$\frac{1,48-3,38}{1,48-3,38}$	$\frac{0,85-2,23}{0,85-2,23}$	$\frac{0,35-1,38}{0,35-1,38}$	$\frac{0,05-0,23}{0,05-0,23}$

Содержания и отношения редкоземельных элементов в доломитовых мраморах и в раз

Проба	Порода	n	La	Ce	Nd	
Выборки	1	Доломитовые мраморы	3	$\frac{37}{10-82}$	$\frac{124}{62-160}$	$\frac{49}{27-68}$
	2	Шпинель-форстеритовые кальцифиры	10	$\frac{67}{10-150}$	$\frac{107}{45-210}$	$\frac{33}{12-68}$
Разрез	Эм-1	Форстеритовый кальцифир	1	10	150	52
	Эм-2	Скарны обычные	1	13	30	28
	Эм-3	диопсидовый	1	11	30	31
	Эм-4	паргасит-диопсидовый	1	34	64	20
	Эм-6	диопсид-скаполитовый	1	43	100	40
Выборки	3	Скарны базификатные шпинель-диопсидовые	6	$\frac{19}{14-24}$	$\frac{53}{42-63}$	$\frac{27}{15-37}$
	4	паргасит-диопсидовые	8	$\frac{55}{10-130}$	$\frac{127}{41-270}$	$\frac{54}{10-120}$

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Постмагматические метасоматиты образуются на этапе, следующем сразу же за полной кристаллизацией выплавившихся гранитоидных магм. Во флогопитоносных районах такие метасоматиты распространены очень широко. Они представляют собой средне-, крупно- и гигантозернистые силикатные или карбонатные породы, в большинстве своем содержащие флогопит. Среди силикатных пород более всего распространены диопсид-скаполитовые, диопсид-скаполит-флогопитовые, диопсид-паргаситовые, диопсид-паргасит-флогопитовые и диопсид-флогопитовые разновидности; среди карбонатных — диопсид-кальцитовые, диопсид-флогопит-кальцитовые и флогопит-кальцитовые. Во всех парагенезисах наблюдаются в виде реликтов минералы пород предыдущего этапа — обычно

Содержания и отношения редкоземельных элемен

Порода	n	La	Ce	Nd	
<i>Силикатные</i>					
По скарнам за счет диопсидовых сланцев	Крупнозернистая паргасит-диопсидовая	6	$\frac{59}{29-86}$	$\frac{115}{40-190}$	$\frac{65}{31-100}$
		6	$\frac{28}{10-44}$	$\frac{66}{36-93}$	$\frac{37}{20-64}$
	Диопсид-паргасит-флогопитовая	1	33	88	45
Крупнозернистая флогопит-диопсидовая по скарнам за счет доломитовых мраморов	3	$\frac{31}{17-49}$	$\frac{98}{34-140}$	$\frac{33}{32-34}$	
<i>Карбонатные</i>					
Диопсид-флогопит-кальцитовые метасоматиты	4	$\frac{337}{290-440}$	$\frac{437}{380-530}$	$\frac{152}{99-170}$	

вывающихся по ним кальцифирах и скарнах на ультраметаморфическом этапе, г/т

Y	Yb	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La
$\frac{7}{5-12}$	$\frac{2,9}{2,2-4,1}$	$\frac{6,68}{2,0-15,0}$	$\frac{2,46}{0,83-5,20}$	$\frac{0,30}{0,15-0,50}$	$\frac{0,18}{0,03-0,41}$
$\frac{10}{3,8-26}$	$\frac{2,4}{1,4-3,5}$	$\frac{2,37}{0,82-6,30}$	$\frac{0,88}{0,24-2,30}$	$\frac{0,25}{0,08-0,62}$	$\frac{0,10}{0,02-0,35}$
5	4,1	15,00	5,20	0,50	0,41
18	2,3	2,31	2,15	1,38	0,18
22	2,8	2,72	2,82	2,00	0,25
12	2,1	1,88	0,59	0,35	0,06
18	2,1	2,32	0,93	0,42	0,05
$\frac{13}{7-19}$	$\frac{2,8}{1,8-4,3}$	$\frac{2,86}{1,8-4,3}$	$\frac{1,45}{1,00-1,86}$	$\frac{0,68}{0,47-0,81}$	$\frac{0,15}{0,11-0,18}$
$\frac{21}{11-27}$	$\frac{3,4}{2,0-5,1}$	$\frac{2,74}{1,58-4,28}$	$\frac{1,06}{0,82-1,46}$	$\frac{0,57}{0,16-1,10}$	$\frac{0,09}{0,02-0,20}$

разнообразных скарнов, за счет которых в основном и сформировались породы постмагматического этапа.

Уровни содержаний РЗЭ в исследованных постмагматических силикатных метасоматитах (табл. 10), в общем, очень близки к уровням их содержаний в исходных скарнах. В соответствии с особенностями минерального состава и концентрационными способностями минералов в отношении РЗЭ паргаситсодержащие метасоматиты характеризуются более высокими содержаниями редких земель и иттрия, чем флогопитсодержащие. Соотношения РЗЭ, выявленные в этих метасоматитах, аналогичны таковым в скарнах.

В карбонатных метасоматитах (см. табл. 10) обнаружены очень высокие уровни содержаний всех РЗЭ. Безусловно, при формировании данных пород имели место привнос и осаждение их в зоне минералообразования.

По-видимому, последнее обусловлено кристаллизацией здесь каль-

Таблица 10

тов в постмагматических метасоматитах, г/т

Y	Yb	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La
<i>Силикатные</i>					
$\frac{28}{16-47}$	$\frac{3,7}{3,4-4,3}$	$\frac{1,89}{1,38-2,27}$	$\frac{1,10}{0,80-1,23}$	$\frac{0,48}{0,34-0,65}$	$\frac{0,07}{0,05-0,12}$
$\frac{17}{11-25}$	$\frac{2,8}{2,2-3,8}$	$\frac{2,69}{1,48-4,89}$	$\frac{1,05}{0,87-3,37}$	$\frac{0,78}{0,29-1,26}$	$\frac{0,13}{0,06-0,22}$
18	3,4	2,67	1,36	0,54	0,10
$\frac{16}{12-19}$	$\frac{2,7}{1,8-3,6}$	$\frac{3,21}{2,00-5,18}$	$\frac{1,27}{0,6-1,88}$	$\frac{0,58}{0,35-0,70}$	$\frac{0,10}{0,05-0,13}$
<i>Карбонатные</i>					
$\frac{46}{35-59}$	$\frac{4,4}{3,3-5,2}$	$\frac{1,30}{1,20-1,38}$	$\frac{0,48}{0,22-0,59}$	$\frac{0,14}{0,10-0,18}$	$\frac{0,01}{0,01-0,02}$

цита, одного из активных концентраторов РЗЭ. Согласно данным, приведенным в работе [7], содержание суммы редких земель в кальцитах флогопитоносных метасоматитов из Алданских месторождений составляет 0,03—0,12%; при этом кальциты имеют отчетливо селективный цериевый состав лантаноидов. Этим, по-видимому, обусловлено уменьшение отношений Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La в данных метасоматитах по сравнению с силикатными.

В целом выявленные особенности распределения РЗЭ в постмагматических флогопитоносных метасоматитах позволяют утверждать, что они «наследуют» уровни и характер распределения РЗЭ от пород, за счет которых данные метасоматиты формируются. Появление среди них разновидностей с более контрастными, чем это характерно для скарнов, уровнями содержания РЗЭ (низкими в диоксид-флогопитовых метасоматитах и высокими в карбонатных), скорее всего, обусловлено перераспределением этих элементов между образующимися метасоматитами в соответствии с особенностями их минерального состава.

ВЫВОДЫ

1. Основные кристаллические сланцы федоровской свиты, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, характеризуются в 2—2,5 раза более высокими содержаниями La, Ce, Nd, Yb и Y по сравнению с их средними содержаниями в земной коре [2]. Изо всех сходных по химическому составу с изученными основными амфиболсодержащими плагиосланцами пород наиболее близки им по уровням содержания РЗЭ континентальные базальты.

Главными минералами-концентраторами РЗЭ в основных кристаллических сланцах являются акцессорные сфен и апатит. При отсутствии или крайне низких содержаниях этих акцессориев (<0,5%) до 95% от общего содержания РЗЭ в породе приходится на долю породообразующих минералов, среди которых наиболее активными концентраторами служат роговая обманка (для всех РЗЭ) и гиперстен (для Yb и Y).

2. Формирование плагиомигматитов, теневого калишпатовых мигматитов, базификатов и скарнов по исходным породам гранулитовой фации на ультраметаморфическом этапе сопровождается привнесением в зону минералообразования La, Ce и Nd и перераспределением в ней Yb и Y между новообразованными минеральными ассоциациями: вынос из участков формирования мигматитов и переотложение в базификатах и скарнах базификатного типа.

Смена метасоматического преобразования пород гранулитовой фации в теневые калишпатовые мигматиты выплавлением гранитоидных магм приводит к отчетливому снижению содержания РЗЭ в гранитах по сравнению с исходными для них мигматитами.

3. На постмагматическом этапе, знаменующимся широким развитием флогопитоносных метасоматитов, осуществляется главным образом перераспределение содержания РЗЭ, унаследованных от исходных пород, между вновь формирующимися минеральными ассоциациями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Великославинский С. Д. Петрология и геохимия кристаллических сланцев основного состава центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дис. Л., 1978. 25 с.
3. Искандерова А. Д., Неймарк Л. А., Служижкий Б. А., Комарницкий А. А., Соболевич Э. В., Великославинский С. Д., Кицул В. И., Лагздина Т. Ю., Рудник В. А.

- Тарасова В. Г. Новые данные по геохронологии Алданского докембрия.— В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. (Тезисы докладов). Иркутск, 1977, с. 67.
4. Лутц Б. Г. Парагенетический анализ и TR-минерализация глиноземистых пород амфиболитовой и гранулитовой фации Алдана и Кольского полуострова.— В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967, с. 30—58.
 5. Макрыгина В. А., Бакшеев С. А., Смирнова Е. В. Редкоземельные элементы в процессах метаморфизма и гранитизации умеренных давлений.— Геохимия, № 2, 1980, с. 163—174.
 6. **Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита/Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Ройзенман В. М., Роненсон Б. М., Утенков В. А.** Новосибирск: Наука, 1975. 150 с.
 7. Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л.: Наука, 1973. 142 с.
 8. Петрова З. И., Глазунова А. Д., Ройзенман В. М. Первичная природа кристаллических сланцев федоровской свиты (Алдан) по геохимическим данным.— В кн.: Ежегодник-1969 Сибгеохи, Иркутск, 1970, с. 129—133.
 9. Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Андронов В. В., Роненсон Б. М., Утенков В. А. Ультраметаморфизм и образование гранитов в основных кристаллических сланцах Алдана.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 148—158.
 10. Петрова З. И. Петролого-геохимическая характеристика метасоматически-палингенных гранитов Алданской флогопитоносной провинции.— В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975, с. 63—81.
 11. Тихомирова Н. И. О распределении редких элементов в метаморфических и гранитизированных породах Ильмено-Кундравинского комплекса на Урале.— В кн.: Редкометальность некоторых метаморфических и гранитизированных осадочных комплексов. М.: Наука, 1969, с. 58—78.

В. И. Левицкий, З. И. Петрова

**ЦЕРИЙ, НЕОДИМ, ЛАНТАН, ИТТЕРБИЙ,
ИТТРИЙ В ПРОЦЕССАХ
ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО
РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА
ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД
ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ**

В отечественной и зарубежной литературе накопилось много данных о распределении и закономерностях поведения редкоземельных элементов в процессах формирования магматических пород, карбонатитов и редкометальных метасоматитов. Значительно меньше работ посвящено поведению их при метаморфизме и ультраметаморфизме [10, 11, 14—17 и др.] и совершенно не освещены вопросы распределения этих элементов в магнезиальных скарнах и флогопитоносных метасоматитах. Проведенное нами изучение геохимии процессов высокотемпературного регионального метасоматоза в шарыжалгайской и слюдянской сериях Юго-Западного Прибайкалья подтвердили данные исследователей других регионов [11, 14, 15] о накоплении Ce, Nd, La в зонах гранитизации, выносе Yb и Y из этих зон, а также позволили впервые выявить закономерности поведения РЗЭ в процессах гранитизации доломитовых мраморов, выражающиеся в образовании магнезиальных скарнов и формировании связанных с ними флогопитоносных метасоматитов.

Определение Ce, Nd, La, Yb, Y выполнены в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР прямым спектрографическим способом Е. В. Смирновой по методике [19], которая имеет чувствительность для валовых проб Ce 30 г/т, Nd и La 10 г/т, Yb и Y < 0,5 г/т, а для мономинеральных проб (кальциты, пироксены, амфиболы, флогопиты и др.) Ce 30 г/т, Nd и La 5 г/т, Yb и Y < 0,5 г/т. Воспроизводимость анализа характеризуется коэффициентом вариации, равным 15%.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ШАРЫЖАЛГАЙСКОЙ И СЛЮДЯНСКОЙ СЕРИЙ

Основным объектом изучения являлись карбонатные породы и связанные с ними метасоматиты шарыжалгайской серии, развитые по побережью оз. Байкал, вдоль полотна кругобайкальской железной дороги от ст. Култук до ст. порт Байкал. В меньшей степени изучались карбонатные породы и связанные с ними метасоматиты слюдянской серии. Обе серии хорошо обнажены, и в них широко распространены разнообразные метасоматические тела зонального строения.

Породы шарыжалгайской и слюдянской серий, развитые в Южном Прибайкалье, по геологическим особенностям проявления метаморфизма и метасоматоза подразделяются на три генетические группы, формирующиеся в метаморфический, ультраметаморфический и постмагматический этапы развития данного района [9].

Наиболее ранние породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, в шарыжалгайской серии представлены ритмически переслаивающимися пластами амфиболо-двупироксеновых (часто с биотитом) плаггиосланцев (70—80% площади), в меньшей мере биотито-гранатовых (иногда с кордиеритом и гиперстеном) плаггиогнейсов и играющих в разрезе серии ничтожную роль доломитовых и кальцитовых мраморов. В слюдянской серии, залегающей, согласно современным представлениям, на шарыжалгайской серии [18], резко преобладают карбонатные породы — доломитовые и кальцитовые мраморы, гнейсы и кварцево-карбонатные породы [4]. Среди силикатных пород распространены роговообманково-двупироксеновые плаггиогнейсы, сходные по минеральному и химическому составу с аналогичными породами шарыжалгайской серии.

Породы гранулитовой фации регионального метаморфизма повсеместно подверглись ультраметаморфическим преобразованиям, которые выразились главным образом в процессах гранитизации, приближающих породы любого состава к составу гранитоидов. Приближение кристаллических сланцев и гнейсов к составу гранитоидов осуществлялось через серию промежуточных пород от неизменных сланцев к темным мигматитам. Формировались более ранние плаггиомигматиты и более поздние калищатовые мигматиты. В качестве промежуточных продуктов гранитизации мраморов кристаллизовались породы магнезиально-скарновой формации. В участках сплошных мигматитов развивались процессы плавления и кристаллизации гранитных расплавов на месте. В этой части слюдянской серии, которая обнажается на современном эрозионном срезе, ультраметаморфические преобразования проявлялись менее интенсивно, чем в шарыжалгайской серии, и это нашло отражение в меньшем распространении здесь мигматитов и скарнов.

В шарыжалгайской серии в участках выходов карбонатных пород — на Белой выемке и в районе порта Байкал — среди пород магнезиально-скарновой формации по геологическим соотношениям с магматическими породами выделяются: 1 — метасоматиты, залегающие вне контактов с магматическими породами, и 2 — метасоматиты, располагающиеся на

контактах магматических и карбонатных пород. Образование пород обеих групп осуществлялось в результате проявления единого регионального процесса — гранитизации доломитовых мраморов — в две последовательные стадии: раннюю — мигматитовую и позднюю — магматическую. Породы мигматитовой стадии формируются одновременно с мигматитами по кристаллическим сланцам под воздействием гранитизирующих растворов до массового выплавления и внедрения магматических расплавов. Породы магматической стадии образуются при внедрении магм в карбонатные породы по механизму магматического замещения, рассмотренному Д. С. Коржинским [7, 8] и В. А. Жариковым [5]. Метасоматиты обеих стадий зачастую имеют одинаковый минеральный состав и слагают тела со сходным зональным строением. При этом строение тел в значительной степени определяется их геологическим положением относительно контакта кристаллических сланцев с мраморами: тела, удаленные от контакта, как правило, имеют более простое строение, чем тела, расположенные на контакте. Так, метасоматиты мигматитовой стадии на удалении от контакта во внутренних частях карбонатных пластов образуют линзовидные и жилеобразные тела, внутренние зоны которых представлены в основном пироксеновыми скарнами и редко (на Белой выемке) нефелиновыми породами, а внешние — форстеритовыми и шпинель-форстеритовыми кальцифирами; метасоматиты магматической стадии здесь же представлены последовательными зонами пироксеновых скарнов и нефелиновых пород, согласно окаймляющих контакты гранитоидов. В телах же метасоматитов обеих стадий, расположенных вблизи контакта мраморов с кристаллическими сланцами, во внутренних зонах появляются породы, содержащие шпинель, скаполит и анортит, а феррические минералы становятся более железистыми и глиноземистыми. Непосредственно на контактах мраморов с перекрывающими и подстилающими сланцами развиты пластовые тела магнезиальных скарнов, имеющих следующее зональное строение: шпинель-пироксеновый скарн, кальцитосодержащий шпинель-пироксеновый скарн, шпинель-пироксено-форстеритовый скарн, шпинель-форстеритовый или форстеритовый кальцифир, доломитовый мрамор. В зоне форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифиров по количественному минеральному составу и структурным особенностям выделяются кальцифиры внутренних (прилегающие к скарнам) и внешних (прилегающие к мраморам) подзон.

Интенсивному замещению на ультраметаморфическом этапе подвергаются также будины и пропластки кристаллических сланцев, залегающие в мощных пластах доломитовых мраморов. Среди апосланцевых метасоматитов ультраметаморфического этапа наибольшим распространением пользуются пироксеновые, шпинель-фассаитовые скарны и ортоклазо-пироксеновые породы.

Магматические породы, залегающие в мраморах, представлены пироксеновыми сиенитами и граносиенитами, в то время как в толще кристаллических сланцев распространены только биотитовые (реже амфиболовые) граниты и аляскиты. Появление магматических пород повышенной щелочности — вплоть до нефелиновых сиенитов на Белой выемке — и повышенной основности — анортозитов в районе порта Байкал — обусловлено влиянием вмещающих доломитовых мраморов. Во всем регионе в отдельных обнажениях по мере приближения к доломитовым мраморам устанавливаются фациальные переходы: аляскитовый гранит, пироксеновый гранит, пироксеновый граносиенит и, наконец, нефелиновый сиенит (Белая выемка) и анортозит (порт Байкал).

В слюдянской толще породы магнезиально-скарновой формации ультраметаморфического этапа распространены несравненно меньше, чем в шарыжалгайской серии. Скарны мигматитовой стадии здесь практически отсутствуют. Достаточно широко распространены лишь пироксеновые

скарны по доломитовым мраморам, кварцево-карбонатным породам и кристаллическим сланцам в контактах с гранитоидами. В отличие от шарыжалгайской серии в обнажающемся эрозионном срезе слюдянской толщи магматические породы, главным образом граниты, играют значительную роль.

Породы постмагматического этапа развиваются в виде секущих тел разной формы и мощности (просечек, прожилков), замещающая разнообразных, в том числе и магматические, породы, сформированные на предыдущих — метаморфическом и ультраметаморфическом — этапах. Формирование пород этого этапа осуществляется в шесть последовательных стадий, что доказывается их многочисленными пересечениями и развитием поздних минеральных ассоциаций по более ранним [9]. Стадийность минералообразования обусловлена непрерывным падением температуры во времени по мере развития единого процесса.

Нами детально изучены породы первых трех стадий, наиболее интересные в петрологическом и геохимическом отношении. Установлено, что эти минеральные ассоциации зависят от состава замещаемых пород, их геологического положения и интенсивности проявления постмагматических процессов.

Породы I стадии постмагматического этапа развиваются по гранитам, сиенитам, магнезиальным скарнам, сланцам и мраморам. Сиениты и граносиениты в шарыжалгайской серии обычно замещаются скаполитовыми породами и очень редко — в центральных частях пластов доломитовых мраморов на значительном удалении от контакта с перекрывающими и подстилающими сланцами (Белая выемка) — нефелинсодержащими. В слюдянской серии по гранитам развиваются скаполито-пироксеновые породы. Магнезиальные скарны испытывают главным образом перекристаллизацию, но иногда также замещаются скаполитовыми и нефелиновыми породами. По кристаллическим сланцам и мигматитам в шарыжалгайской серии развиваются скаполитовые породы и шпинеле-пироксеновые скарны.

Во II стадию постмагматического этапа по сиенитам продолжают развиваться скаполитовые, а по магнезиальным скарнам и нефелиновым породам ультраметаморфического и I стадии постмагматического этапов — флогопито-пироксеновые и флогопитовые породы. Кроме того, по ранним нефелиновым породам на Белой выемке образуются содалитовые и гакманитовые метасоматиты. Основные кристаллические сланцы в эту стадию замещаются паргаситовыми породами, а кальцифиры — флогопито-кальцитовыми.

Породы III стадии постмагматического этапа распространены заметно меньше, чем породы I и II стадий. Они развиваются главным образом по ранее сформированным породам магнезиально-скарновой формации. Среди них преобладают флогопито-кальцитовые и флогопито-кальцитопироксеновые породы, образованные при перекристаллизации ранних флогопито-пироксеновых метасоматитов. Именно в эту стадию в Прибайкалье образуются промышленные скопления флогопита.

Региональный метаморфизм пород шарыжалгайской серии, судя по минеральным парагенезисам и типоморфным минералам, протекал в условиях двупироксеновой субфации гранулитовой фации при температурах от 750 до 1000°C. По отношению к исходным породам гранулитовой фации формирование пород ультраметаморфического этапа являлось регрессивным процессом и протекало в условиях амфиболитовой фации. По нефелин-полевошпатовому [13] и кальцит-магнезитовому [20] термометрам было установлено, что аподолмитовые метасоматиты этого этапа формировались при 690—820°C. Породы постмагматического этапа согласно определениям по тем же минеральным геотермометрам и опубликованным данным по гомогенизации и декрипитации включений, кристаллизовались при следующих температурах: породы I стадии — 620—700°C, II — 520—640°C, III — 380—540°C [9].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
Ce, Nd, La, Yb, Y
В ПОРОДАХ ДРЕВНИХ ТОЛЩ
ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В породах гранулитовой фации регионального метаморфизма шарьжалгайской и слюдянской серий — плагиосланцах и плагиогнейсах — содержание РЗЭ очень сильно варьирует (г/т): Ce < 30 — 190, Nd < 10 — 130, La 9 — 110, Yb 2,3 — 5, Y 16 — 44 (табл. 1—3). Также сильно колеблются концентрации РЗЭ в пределах отдельных пропластков, что, например, видно в разрезе 3 (табл. 1, пробы Ш-31 и Ш-32). Изменчивость содержаний и соотношений РЗЭ в отдельных разновидностях метаморфических пород, по-видимому, отражает первичную литологическую неоднородность исходных пород. Тем не менее в среднем в метаморфических породах гранулитовой фации шарьжалгайской серии (см. табл. 1) концентрации Ce, Nd и Y близки к кларку земной коры, по А. П. Виноградову [3], а La и Yb — значительно выше его. Кристаллические сланцы слюдянской толщи характеризуются более низкими содержаниями РЗЭ (см. табл. 3). В доломитовых мраморах обеих серий содержания всех этих элементов ниже чувствительности метода определения.

В продуктах ультраметаморфических преобразований кристаллических сланцев — плагиомигматитах, мигматитах и гранитах — концентрации Ce и La в 1,5—6, Nd в 1,2—3,5 раз выше, а Yb и Y в 1,1—5 раз ниже содержаний этих элементов в исходных метаморфических породах (разрезы 1—3, см. табл. 1). Из-за разного количества проб в выборках и существенных вариаций концентраций РЗЭ в исходных породах тенденция на-

Таблица 1

Распределение редких земель в породах шарьжалгайской серии, г/т

№ пробы	Порода	Ce	Nd	La	Yb	Y	ΣРЗЭ	Ce/La	Nd/La	Yb/La	Y/La
<i>Разрез 1</i>											
Ш-12	Биотито-роговообманковый плагиосланец	69	25	28	4,9	17	145	2,46	0,93	0,17	0,61
Ш-10	Плагиомигматит	85	63	46	2,9	16	213	1,85	1,37	0,06	0,35
Ш-11	Мигматит	340	92	160	1	11	603	2,12	0,57	—	0,07
<i>Разрез 2</i>											
Ш-63	Двушпироксеново-роговообманковый плагиосланец	49	14	9	3,5	23	98	5,44	1,55	0,39	2,55
Ш-64	Мигматит	66	27	52	0,7	3,8	149	1,27	0,52	0,01	0,07
Ш-65	Лейкократовый гранит	72	30	36	1,1	9,6	149	2,00	0,83	0,03	0,26
<i>Разрез 3</i>											
Ш-31	Двушпироксеново-роговообманковый плагиосланец	30	19	12	3,7	16	81	2,50	1,58	0,31	1,33
Ш-32	Биотито-гиперстеновый плагиосланец	110	46	44	4,0	22	226	2,50	1,04	0,09	0,50
Ш-34	Лейкократовый гранит	46	23	35	4,4	4,8	113	1,31	0,66	0,12	0,14
<i>Среднее</i>											
	Сланцы гранулитовой фации (27)*	82	37	45	4,7	27	196	1,82	0,82	0,10	0,60
	Плагиомигматиты (7)	47	35	26	4,0	13	125	1,81	0,34	0,15	0,50
	Мигматиты (5)	50	25	31	1	9,8	116	1,61	0,81	—	0,32
	Граниты (7)	130	49	66	2,8	12,4	260	1,97	0,74	0,04	0,19

* В скобках — количество образцов.

Содержания Ce, Nd, La, Yb, Y, Σ PЗЭ (г/т) и их отно

Этап	Стадия	Породы	n	Ce	Nd	La	Yb
1	2	3	4	5	6	7	8
Региональ- ный мета- морфизм		Кристаллические сланцы	4	$\frac{106}{59-190}$	$\frac{54}{0-130}$	$\frac{59}{27-110}$	$\frac{3,8}{2,3-5,0}$
		Доломитовые мраморы	2	<15	<5	<5	<0,5
Ультраметаморфический	Мigmatическая (неразделенные)	Апосланцевые метасоматиты	3	$\frac{122}{66-190}$	$\frac{64}{25-100}$	$\frac{107}{40-210}$	$\frac{2,2}{1,8-3,6}$
		Форстеритовые и шпинель-форстеритовые кальцифиры внешних подзон	9	$\frac{37}{15-50}$	$\frac{9,6}{5-18}$	$\frac{15}{5-28}$	$\frac{0,6}{0,5-0,9}$
		внутренних подзон	15	$\frac{98}{15-230}$	$\frac{24}{5-57}$	$\frac{66}{5-150}$	$\frac{0,6}{0,5-1,2}$
		Шпинель-пироксено-форстеритовые скарны	3	$\frac{206}{150-300}$	$\frac{41}{30-57}$	$\frac{180}{160-210}$	$\frac{1,6}{0,8-2,6}$
		Шпинель-пироксеновые скарны	13	$\frac{90}{25-180}$	$\frac{38}{18-60}$	$\frac{57}{15-160}$	$\frac{2,8}{1-12}$
		Мigmatитовая	Нефелиновые породы	2	$\frac{25}{15-50}$	$\frac{5}{5-12}$	$\frac{5}{5-24}$
	Пироксеновые и форстеритовые скарны		9	$\frac{28}{15-50}$	$\frac{6}{5-12}$	$\frac{10}{5-24}$	$\frac{0,5}{0,5-1,5}$
	Скаполитовые метасоматиты		2	$\frac{77}{76-79}$	$\frac{26}{25-27}$	$\frac{37}{32-43}$	$\frac{1}{0,5-1,6}$
	Магматическая	Нефелиновые породы	3	$\frac{35}{25-55}$	$\frac{9}{5-12}$	$\frac{11}{5-24}$	$\frac{0,6}{0,5-0,7}$
		Пироксеновые скарны	11	$\frac{44}{15-79}$	$\frac{17}{5-32}$	$\frac{19}{5-45}$	$\frac{1,3}{0,5-2,8}$
		Породы анортозитового состава	2	$\frac{185}{90-280}$	$\frac{95}{30-160}$	$\frac{72}{25-120}$	$\frac{3,2}{2,3-4,1}$
		Сиениты тел, залегающих внутри пластов мраморов	13	$\frac{209}{40-440}$	$\frac{116}{16-270}$	$\frac{124}{16-300}$	$\frac{0,9}{0,5-1,7}$
		Сиениты пластообразных тел на контакте мраморов и кристаллических сланцев	3	$\frac{263}{81-460}$	$\frac{103}{25-210}$	$\frac{153}{60-250}$	$\frac{2,6}{0,9-5,0}$
Граносиениты		8	$\frac{145}{15-250}$	$\frac{81}{15-210}$	$\frac{68}{17-96}$	$\frac{1,4}{0,5-3,0}$	
Постмагматический	I	Шпинель-пироксеновые скарны (по сланцам и гранитоидам)	2	$\frac{96}{52-140}$	$\frac{41}{30-53}$	$\frac{46}{25-67}$	$\frac{1,9}{1,7-2,1}$
		Нефелиновые породы (по сиенитам)	4	<15	<15	<5	<0,5
		Нефелино-кальциплато-пироксеновые породы по скарнам	2	$\frac{51}{50-52}$	$\frac{28}{25-32}$	$\frac{27}{24-30}$	$\frac{0,7}{0,6-0,9}$
		по сиенитам	3	$\frac{59}{56-63}$	$\frac{36}{35-38}$	$\frac{26}{21-31}$	1,0

шения в породах шарыжалгайской серии

Y	ΣPЗЭ	Ce/La	Nd/La	Yb/La	Y/La
9	10	11	12	13	14
$\frac{29}{18-44}$	$\frac{251}{138-475}$	$\frac{1,94}{1,51-2,34}$	$\frac{0,80}{0-1,18}$	$\frac{0,06}{0,04-0,08}$	$\frac{0,60}{0,36-0,97}$
<0,5					
$\frac{15}{12-20}$	$\frac{310}{145-524}$	$\frac{1,36}{0,90-1,65}$	$\frac{0,67}{0,47-0,92}$	$\frac{0,02}{0,01-0,04}$	$\frac{0,19}{0,09-0,30}$
$\frac{1,6}{0,5-6,5}$	$\frac{64}{26-87}$	$\frac{2,72}{2,17-3,33}$	$\frac{0,74}{0,25-1,20}$	$\frac{0,06}{0,02-0,16}$	$\frac{0,07}{0,02-0,15}$
$\frac{4,7}{0,5-11}$	$\frac{238}{56-443}$	$\frac{1,51}{0,88-1,68}$	$\frac{0,38}{0,19-0,67}$	$\frac{0,01}{0-0,06}$	$\frac{0,11}{0,03-0,60}$
$\frac{13,1}{8-15}$	$\frac{443}{359-583}$	$\frac{1,12}{0,88-1,43}$	$\frac{0,23}{0,18-0,27}$	$\frac{0,01}{0,01-0,02}$	$\frac{0,07}{0,05-0,09}$
$\frac{16,5}{3,6-47}$	$\frac{221}{70-365}$	$\frac{1,72}{1,0-2,50}$	$\frac{0,90}{0,22-1,50}$	$\frac{0,08}{0,01-0,30}$	$\frac{0,41}{0,06-1,17}$
$\frac{0,5}{0,7}$	$\frac{36}{48}$	$\frac{5,00}{2,48}$	$\frac{1,00}{0,61}$	$\frac{0,10}{0,04}$	$\frac{0,10}{0,09}$
$\frac{0,5-1,5}{7,3}$	$\frac{26-87}{150}$	$\frac{1,08-4,18}{2,12}$	$\frac{0,22-1,00}{0,70}$	$\frac{0,01-0,11}{0,01}$	$\frac{0,02-0,17}{0,20}$
$\frac{5,9-8,7}{4,5}$	$\frac{147-152}{61}$	$\frac{1,77-2,47}{4,09}$	$\frac{0,63-0,78}{1,33}$	$\frac{0,01-0,11}{0,06}$	$\frac{0,14-0,27}{0,14}$
$\frac{0,5-3,0}{8,2}$	$\frac{36-106}{93}$	$\frac{2,29-5,00}{2,61}$	$\frac{1,0-2,0}{1,13}$	$\frac{0,02-0,10}{0,08}$	$\frac{0,1-0,2}{0,43}$
$\frac{1,1-2,2}{23}$	$\frac{27-158}{379}$	$\frac{0,55-4,56}{2,37}$	$\frac{0,52-2,67}{0,79}$	$\frac{0,01-0,18}{0,05}$	$\frac{0,12-0,88}{0,28}$
$\frac{10-37}{11}$	$\frac{157-601}{463}$	$\frac{1,75-3,00}{1,76}$	$\frac{0,75-0,83}{0,88}$	$\frac{0,02-0,08}{0,01}$	$\frac{0,23-0,33}{0,08}$
$\frac{0,5-2,6}{25}$	$\frac{73-1008}{547}$	$\frac{1,26-2,75}{1,62}$	$\frac{0,48-1,50}{0,58}$	$\frac{0,004-0,012}{0,01}$	$\frac{0,03-0,13}{0,14}$
$\frac{7-50}{13}$	$\frac{174-975}{308}$	$\frac{1,35-1,84}{2,18}$	$\frac{0,42-0,84}{1,16}$	$\frac{0,01-0,02}{0,02}$	$\frac{0,11-0,20}{0,18}$
$\frac{3-25}{12,5}$	$\frac{51-564}{198}$	$\frac{1,67-2,90}{2,08}$	$\frac{0,56-2,44}{1,00}$	$\frac{0,01-0,05}{0,05}$	$\frac{0,08-0,29}{0,35}$
$\frac{12-13}{12-13}$	$\frac{122-274}{198}$	$\frac{2,08-2,09}{2,08-2,09}$	$\frac{0,80-1,20}{1,00}$	$\frac{0,03-0,07}{0,05}$	$\frac{0,18-0,52}{0,35}$
<0,5					
$\frac{4,8}{4,7-5,0}$	$\frac{112}{107-117}$	$\frac{1,91}{1,66-2,16}$	$\frac{1,05}{1,04-1,06}$	0,02	$\frac{0,18}{0,15-0,21}$
5,0	$\frac{134}{128-145}$	$\frac{2,52}{1,80-3,00}$	$\frac{1,29}{0,93-1,81}$	$\frac{0,04}{0,03-0,04}$	$\frac{0,22}{0,16-0,27}$

1	2	3	4	5	6	7	8
Постмагматический	I	Скаполитовые породы по сиенитам и гранитоидам	3	$\frac{163}{90-260}$	$\frac{43}{20-79}$	$\frac{122}{56-210}$	$\frac{0,5}{0,5-0,6}$
		по шпинель-пироксеновым скарнам	2	$\frac{58}{50-66}$	$\frac{26}{26-27}$	$\frac{49}{47-52}$	1,0
	II	Скаполитовые породы (по сиенитам)	2	$\frac{75}{0-150}$	$\frac{18}{0-37}$	$\frac{40}{0-80}$	$\frac{0,5}{0-1,0}$
		Содалитовые породы	3	$\frac{33}{0-55}$	$\frac{19}{0-36}$	$\frac{14}{0-27}$	$\frac{0,4}{0-0,9}$
		Флогопито-пироксеновые породы по скарнам	3	$\frac{23}{15-30}$	$\frac{20}{14-27}$	$\frac{12}{5-22}$	$\frac{0,95}{0,75-1,2}$
		по сланцам	3	25	$\frac{19,6}{5-33}$	$\frac{13}{5-20}$	$\frac{2,3}{2,1-2,6}$
		Флогопитовые и флогопито-кальцитовые породы	4	25	$\frac{6,2}{5-10}$	$\frac{10,0}{5-25}$	$\frac{0,5}{0,5-0,6}$
		Кларк, по Виноградову [3]					
	земной коры		70	37	29	0,3	
	кислых пород		100	46	60	4	
основных пород		4,5	20	27	2		

копления Ce, Nd, La и уменьшение содержаний Yb и Y в породах ультраметаморфического этапа по средним значениям проявлена менее четко.

Формирование метасоматитов по пропласткам и будинам кристаллических сланцев, залегающих в мощных пластах доломитовых мраморов, так же, как и образование плагиомигматитов, мигматитов и гранитов, сопровождается увеличением концентраций Ce, Nd, La и уменьшением содержаний Yb и Y (см. табл. 2). В конкретных разрезах, фиксирующих последовательное возникновение по кристаллическим сланцам пород от плагиомигматитов до гранитов, так же, как и при образовании апосланцевых метасоматитов в доломитовых мраморах, отмечается тенденция к закономерному уменьшению в конечных продуктах Ce/La и Y/La отношений (см. табл. 1, 2).

По сравнению с исходными мраморами аподолмитовые метасоматиты мигматитовой стадии ультраметаморфического этапа характеризуются довольно высокими содержаниями РЗЭ (см. табл. 2), что свидетельствует об их существенном привносе на этом этапе. В целом, как видно из табл. 2, метасоматические и магматические породы данного этапа в шарыжалгайской серии имеют содержания Ce, Nd, La и Yb, превышающие кларковые. Содержания Y обычно не превышают кларковых значений. Исключение составляют сиениты пластовых тел (на контакте пласта карбонатных пород и кристаллических сланцев), в которых содержится до 50 г/т Y, шпинель-пироксеновые скарны района порта Байкал — до 47 г/т и анортозиты — 37 г/т. При этом в породах из района порта Байкал содержания Y более высокие, чем в породах Белой выемки. Если в шпинель-пироксеновых и пироксеновых скарнах магматической стадии в районе порта Байкал содержится соответственно 23 и 18 г/т Y, то в таких же породах Белой выемки содержания Y составляют 10 и 3 г/т. Следует отметить, что вмещающие сланцы в районе порта Байкал также обогащены Y.

9	10	11	12	13	14
$\frac{6,1}{3,4-9,3}$	$\frac{364}{170-559}$	$\frac{1,42}{1,24-1,60}$	$\frac{0,36}{0,35-0,38}$	$\frac{0,005}{0,002-0,009}$	$\frac{0,05}{0,04-0,06}$
$\frac{7,1}{7,0-7,3}$	$\frac{187}{136-277}$	$\frac{1,25}{0,96-1,40}$	$\frac{0,46}{0,31-0,57}$	$\frac{0,03}{0,02-0,09}$	$\frac{0,11}{0,06-0,15}$
$\frac{0,75}{0-1,5}$	$\frac{134}{0-268}$	$\frac{2,02}{0-4,05}$	$\frac{1,05}{0-2,1}$	$\frac{0,005}{0-0,01}$	$\frac{0,01}{0-0,02}$
$\frac{2,1}{0-5,2}$	$\frac{89}{0-124}$	$\frac{2,16}{1,52-2,81}$	$\frac{1,02}{0,75-1,30}$	$\frac{0,02}{0,02-0,03}$	$\frac{0,10}{0,07-0,14}$
$\frac{4,1}{1,3-7,9}$	$\frac{62}{47-83}$	$\frac{1,93}{1,14-3,00}$	$\frac{1,62}{1,23-2,22}$	$\frac{0,07}{0,05-0,09}$	$\frac{0,28}{0,13-0,36}$
$\frac{10}{7-13}$	$\frac{109}{100-119}$	$\frac{2,81}{2,50-3,12}$	$\frac{1,48}{1,31-1,65}$	$\frac{0,14}{0,13-0,15}$	$\frac{0,67}{0,65-0,69}$
$\frac{0,6}{0,5-1,0}$	$\frac{48}{36-86}$	$\frac{4,25}{2,00-5,00}$	$\frac{0,85}{0,40-1,00}$	$\frac{0,08}{0,02-0,10}$	$\frac{0,10}{0,02-0,2}$
29					
34					
20					

Более высокими, чем кларк, содержаниями РЗЭ характеризуются гранитоиды (см. табл. 2), а максимальные значения их концентраций присущи сиенитам (см. табл. 1, 2), из чего следует, что в щелочных фациях магматических пород происходит накопление РЗЭ. В конкретных разрезах повсеместно фиксируется обогащение этими элементами эндоконтактных фаций, которые относительно пород главных фаций являются наиболее щелочными.

Породы магматической стадии отличаются от пород такого же состава мигматитовой стадии еще более высокими содержаниями РЗЭ (см. табл. 2). В зональных метасоматических телах как мигматитовой, так и магматической стадии максимальные содержания РЗЭ наблюдаются в породах промежуточных зон: в шпинель-пироксено-форстеритовых скарнах или в форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифирах внутренних подзон (табл. 4). Содержания Yb и Y в отдельных разрезах монотонно понижаются от пород внутренних зон к внешним. Отношения Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La в этом направлении закономерно снижаются, а затем во внешней зоне шпинель-форстеритовых кальцифиров резко увеличиваются (табл. 5).

Аналогичные аподолмитовые метасоматиты обеих стадий и магматические породы слюдянской толщи значительно обеднены РЗЭ по сравнению с породами такого же состава шарыжалгайской серии (см. табл. 3).

Таким образом, ультраметаморфические преобразования как кристаллических сланцев, так и доломитовых мраморов сопровождаются увеличением в образующихся плагиомигматитах, мигматитах, гранитах и магнезиальных скарнах содержаний Ce, Nd и La, что свидетельствует о привносе этих элементов из какого-то единого источника, находящегося за пределами исследуемой толщи пород. В то же время уменьшение концентрации Yb и Y в мигматитах и гранитах по кристаллическим сланцам

Таблица 3

Содержания Ce, Nd, La, Yb, Y в породах слюдянской толщи, г/т

Этап	Стадия	Породы	n	Ce	Nd	La	Yb	Y
Региональный метаморфизм		Бiotито-роговообманковые плагиосланцы	1	58	—	10	4,1	15
		Доломитовые мраморы	1	<15	<5	<5	<0,5	<0,6
Ультраметаморфический	Мигматитовая и магматическая	Апсланцевые пироксеновые скарны	1	150	30	32	7,3	40
		Шпинель-форстеритовые и форстеритовые кальцифиры	4	$\frac{7,5}{0-15}$	$\frac{2,5}{0-5}$	$\frac{2,5}{0-5}$	$\frac{0,9}{0,6-1,1}$	$\frac{2,3}{0,5-6,5}$
		Аподолмитовые пироксеновые скарны	3	Не обн.	Не обн.	Не обн.	$\frac{1,0}{0,9-1,3}$	$\frac{3,4}{1,8-6,5}$
	Магматическая	Пироксеновые скарны по кварцево-карбонатным породам	3	$\frac{26}{0-50}$	$\frac{40}{0-30}$	$\frac{27}{0-47}$	$\frac{1,8}{0,8-2,8}$	$\frac{15,7}{2,2-29}$
		Пироксеновые гранодиориты	2	$\frac{45}{40-50}$	5	$\frac{5}{0-10}$	$\frac{0,85}{0,7-1,0}$	$\frac{5}{4,5-5,5}$
		Пироксеновые граниты	4	$\frac{81}{46-130}$	$\frac{19}{0-39}$	$\frac{58}{27-110}$	$\frac{1,8}{0,8-2,3}$	$\frac{10}{4-16}$
Постмагматический	I	Скаполито-пироксеновые породы	1	30	6	5	0,95	3,8
	II	Флогопито-пироксеновые породы	1	<15	<5	<5	<0,85	3,0
		Паргаситовые породы	3	$\frac{46}{40-60}$	Не обн.	Не обн.	$\frac{0,8}{0,7-0,9}$	$\frac{3,7}{3,0-4,5}$
	Флогопито-кальцитовые породы по форстеритовым и шпинель-форстеритовым кальцифирам	5	$\frac{9}{0-15}$	$\frac{3}{0-5}$	$\frac{3}{0-5}$	$\frac{0,73}{0,4-1,2}$	$\frac{2,8}{0,5-5,9}$	

и увеличение их содержаний в скарнах по мраморам позволяют предполагать, что в процессах преобразований слоистых толщ на ультраметаморфическом этапе осуществляется частичное (или полное?) перераспределение Yb и Y из сланцев в мраморы.

В породах постмагматического этапа наблюдается довольно сложная картина распределения РЗЭ. Средние значения их содержаний здесь редко превышают кларк кислых пород, опускаясь до кларков основных пород и даже ниже.

Метасоматиты постмагматического этапа по сравнению с исходными для них породами характеризуются то более высокими, то более низкими концентрациями РЗЭ. Так, при замещении сиенитов и граносиенитов, содержащих (г/т) 25—460 Ce; 16—270 Nd, 16—300 La; 0,5—5,0 Yb и 0,5—50 Y, шпинель-пироксеновыми, нефелиновыми, скаполитовыми породами I стадии содержания РЗЭ в последних уменьшаются (г/т) до 0—260 Ce, 0—79 Nd, 0—210 La, 0,5—2,1 Yb, 0—9,3 Y. Образование постмагматических нефелино-кальцитопироксеновых пород по пироксеновым скарнам сопровождается увеличением содержаний РЗЭ, а образование шпинель-скаполито-пироксеновых пород по шпинель-пироксеновым скарнам ультраметаморфического этапа — их уменьшением. Исходные пироксеновые

Изменение содержаний Ce, Nd, La, Yb, Y (г/т) в породах и минералах зональных тел ультраметаморфического этапа

Стадия	Парагенезис	n	Вал					Пироксен					Кальцит					
			Ce	Nd	La	Yb	Y	Ce	Nd	La	Yb	Y	Ce	Nd	La	Yb	Y	
Мигматитовая	Ск	1	76	27	43	1	5,9											
	Ск+Пи	1	79	25	32	1,6	8,7	70	40	20	1,6	9,0						
	Шп+Пи+Фо+Ка	1	170	38	160	2,6	15	120	48	52	1,3	8,3	120	37	60	1,3	20	
	Шп+Фо+Ка	1	100	23	76	1	3,1						70	22	43	0,6	9	
	Шп+Фо+Ка+(До)	1	50	12	21	1	3,1						50	10	25	—	4,3	
Магматическая	КПШ+Пи+Сф(сиенит)	1	460	210	250	5,0	50											
	Шп+Пи	2	89	38	52	1,9	15	90	54	31	1,8	11						
	Шп+Пи+Ка	1	140	47	100	1,6	14	100	50	40	1,6	10						
	Шп+Пи+Фо+Ка	2	225	43	190	1,1	11	130	55	63	1,1	8	60	14	23	1,1	15	
	Шп+Фо+Ка	2	145	20	92	1	4,1						50	13	24	0,7	9	
	Шп+Фо+Ка (До)	1	50	12	21	1	3,1						50	10	25	—	4,3	

Примечание: Ск — скаполит, Пи — пироксен, Шп — шпинель, Фо — форстерит, Ка — кальцит, До — доломит, КПШ — калиевый полевой шпат, Сф — сфен.

Таблица 5

Изменение Ce/La, Nd/La, Y/La и Yb/La отношений в породах и минералах зональных тел ультраметаморфического этапа

Стадия	Порода	n	Вал					Пироксен				Кальцит				
			Y	Ce/La	Nd/La	Y/La	Lb/La	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La	
Мигматитовая	Скаполито-пироксеновая порода	1	191,5	2,47	0,78	0,27	0,05	3,5	2,00	0,45	0,08	—	—	—	—	
	Шпинель-пироксено-форстеритовый скарн	1	185,9	1,50	0,24	0,09	0,02	2,31	0,92	0,16	0,02	2,00	0,61	0,33	0,02	
	Шпинель-форстеритовый кальцифир внутренней подзоны внешней »	1	183,4	1,31	0,30	0,04	—	—	—	—	—	—	1,63	0,51	0,21	0,01
		1	184,5	—	0,57	0,15	0,02	—	—	—	—	—	2,00	0,40	0,17	—
Магматическая	Шпинель-пироксеновый скарн	2	188,5	1,71	0,73	0,29	0,04	3,00	1,74	0,35	0,06					
	Кальцитсодержащий шпинель-пироксеновый скарн	1	—	1,40	0,47	0,14	0,02	2,50	1,25	0,25	0,04					
	Шпинель-пироксено-форстеритовый скарн	2	185	1,18	0,23	0,06	0,005	2,06	0,87	0,12	0,02	2,60	0,61	0,65	0,05	
	Шпинель-форстеритовый кальцифир внутренней подзоны внешней »	3	183,5	1,57	0,22	0,04	—	—	—	—	—	—	2,08	0,54	0,37	0,02
		1	184,5	2,38	0,57	0,15	0,02	—	—	—	—	—	2,00	0,40	0,17	—

скарны содержат (г/т) 15—20 Ce, 5—10 Nd, 5—12 La, 0,5—0,6 Yb и 1,1—1,3 Y; нефелино-калишпато-пироксеновые породы, развитые по ним, — 50—52 Ce, 25—32 Nd, 24—30 La, 0,6—0,9 Yb и 4,7—5,0 Y; неизменные пшнпель-пироксеновые скарны содержат 89 Ce, 38 Nd, 54 La, 1,8 Yb, 16 Y, а развитые по ним пшнпель-скаполито-пироксеновые скарны — 50 Ce, 26 Nd, 47 La, 1 Yb, 7 Y (см. табл. 2). Из приведенных примеров видно, что содержания РЗЭ в постмагматических метасоматитах I стадии увеличиваются в том случае, когда они развиваются по породам с низкими концентрациями этих элементов, и уменьшаются при формировании по породам с более высокими их содержаниями, т. е. в данном случае, по-видимому, имеет место перераспределение РЗЭ между вновь формируемыми метасоматитами.

Из пород II стадии постмагматического этапа наиболее низкими концентрациями РЗЭ характеризуются флогопито-пироксеновые и флогопитовые метасоматиты, развитые по магнезиальным скарнам (см. табл. 2), что свидетельствует о выносе этих элементов при флогопитообразовании. В паргаситсодержащих ассоциациях рассматриваемой стадии происходит накопление данных элементов. В зависимости от содержаний РЗЭ в исходных сиенитах формирование скаполитовых пород II стадии постмагматического этапа может сопровождаться как увеличением, так и уменьшением их концентраций. По средним же значениям скаполитовые породы II стадии постмагматического этапа имеют более низкие содержания РЗЭ по сравнению со скаполитовыми породами I стадии. Поскольку на ранних (I—III) стадиях постмагматического этапа отмечается широкое развитие кальцитсодержащих пород, главный минерал которых — кальцит содержит значительные количества Ce, Nd, La, Yb и Y, можно предполагать, что выносимые на этой стадии при их флогопитизации РЗЭ фиксируются главным образом в кальците пород. В незначительных объемах они концентрируются также в паргаситсодержащих ассоциациях.

Аналогичные закономерности в распределении содержаний РЗЭ выявляются и для постмагматических метасоматитов слюдянской серии. Из сопоставления метасоматитов обеих серий следует, что в слюдянской толще они характеризуются более низкими содержаниями РЗЭ, что однозначно обусловлено их более низкими концентрациями в исходных породах метаморфического и ультраметаморфического этапов. То есть в целом уровни содержаний в метасоматитах обнаруживают зависимость от концентраций в исходных породах. Несмотря на значительные вариации, в среднем содержания РЗЭ в породах I и II стадий постмагматического этапа соответствуют уровням их концентраций в исходных породах, что позволяет предполагать наиболее вероятным их перераспределение в процессах образования метасоматитов и отсутствие привноса постмагматическими растворами из источников, находящихся за пределами исследуемых толщ пород.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ ИЗ ПОРОД УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКОГО И ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПОВ

Между содержаниями Ce, Nd, La, Yb и Y в породах и минералах наблюдается прямая положительная корреляция. Отклонения от этой зависимости отмечаются редко и обусловлены или резким уменьшением количества минерала-концентратора в породе, или появлением аксессуарных минералов с повышенным содержанием РЗЭ.

В породах ультраметаморфического этапа РЗЭ концентрируются главным образом в кальците (г/т): Се до 210, Nd до 60, La до 140, Yb до 1,3, Y до 20; в пироксене: Се до 200, Nd до 110, La до 90, Yb до 3,7, Y до 18; реже в форстерите: Се до 110, Nd до 16, La до 80, Y до 2,4. Шпинели не содержат Се, Nd, La, но являются носителями Yb и Y (табл. 6). Максимальными концентрациями РЗЭ характеризуется сфен (%): Се 0,96, Nd 0,50, La 0,46, Yb 0,0028, Y 0,08, Pr 0,11, Sm 0,064, Eu 0,0044, Gd 0,050 и Dy 0,011.

В кальцитах в зональных метасоматических телах по направлению от внутренних зон, представленных шпинель-пироксено-форстеритовыми скарнами, к внешним, сложенным шпинель-форстеритовыми кальцифирами, содержания (г/т) Се в среднем уменьшаются от 80 до 33, Nd — от 37 до 8, La — от 60 до 17, Yb — от 1,3 до 0,2, Y — от 20 до 2,3 (см. табл. 4, табл. 7). Уменьшаются также в этом направлении Се/La, Nd/La, Yb/La и Y/La отношения (см. табл. 5). Кальциты из анортит-, нефелин- и скаполитсодержащих пород мигматитовой и магматической стадий по составу близки к кальцитам шпинель-форстеритовых кальцифиров внутренних подзон (см. табл. 6). Наиболее низкими концентрациями РЗЭ характеризуются кальциты из скарнов с красной шпинелью (см. табл. 7), залегающих в центральных частях пластов доломитовых мраморов.

В пироксенах содержания РЗЭ также сильно варьируют. Минимальные концентрации Се, Nd, La, Yb и Y присущи пироксенам из аподолмитовых метасоматитов мигматитовой и магматической стадий (пироксеновых скарнов и нефелинсодержащих пород), расположенным в центральных частях пластов доломитовых мраморов. Как правило, в одинаковых геологических условиях пироксен из образований магматической стадии содержит больше РЗЭ, чем пироксен из образований мигматитовой стадии (см. табл. 7). В пироксенах из пластовых зональных тел магнезиальных скарнов на контакте с перекрывающими (подстилающими) сланцами по направлению от внутренних зон к внешним содержания Yb и Y уменьшаются, а Се, Nd и La возрастают (см. табл. 4, 7). В целом эти содержания выше, чем в пироксенах из пироксеновых скарнов и нефелино-калишпато-пироксеновых пород, расположенных в центральных частях пластов доломитовых мраморов.

Максимальные же концентрации РЗЭ присущи пироксенам из магматических пород — сиенитов и граносиенитов Белой выемки, в которых содержится (г/т): Се до 200, Nd до 110, La до 90, Yb до 3,4, Y до 17 (см. табл. 7). Пироксены из апосланцевых метасоматитов содержат в среднем больше Се, Nd, La, Yb и Y и имеют более высокие Се/La, Nd/La, Yb/La и Y/La отношения, чем пироксены из аподолмитовых скарнов.

Для минералов из пород слюдянской толщи характерны аналогичные закономерности. Минимальные концентрации присущи пироксенам из аподолмитовых пироксеновых скарнов мигматитовой стадии, а максимальные — пироксенам из гранитоидов (табл. 8). Высокие концентрации РЗЭ отмечаются также в пироксенах из пироксеновых скарнов, развитых по кварцево-карбонатным породам. Как и в шарыжалгайской серии, в пироксенах из пород зональных тел фиксируется последовательное уменьшение концентраций РЗЭ от внутренних частей тел к внешним. Кальциты из кальцифиров слюдянской серии содержат значительно меньше РЗЭ по сравнению с такими же кальцитами шарыжалгайской серии.

Коэффициенты концентрации РЗЭ ($K. K. = C_{\text{минерале}}/C_{\text{породе}}$) в метасоматических породах варьируют для пироксена от 0,25 до 2,86, а для кальцита от 0,15 до 5. В большинстве случаев $K. K.$ РЗЭ в пироксенах и кальцитах близки или лишь незначительно превышают 1. Когда $K. K.$ РЗЭ значительно меньше 1, в породах отмечается сфен, являющийся наиболее активным минералом-концентратором этих элементов. Повсеместно в образованиях ультраметаморфического этапа $K. K.$ Се, Nd, La

Средние содержания Ce, Nd, La, Yb, Y Σ РЗЭ (г/т) и их

Этап Стадия	Минерал	n	Средние содержания Ce, Nd, La, Yb, Y Σ РЗЭ (г/т) и их			
			Ce	Nd	La	
Ультраметаморфический	Миллитовая	Пироксен				
		из аподолмитовых скарнов	19	$\frac{40}{0-130}$	$\frac{20}{0-65}$	$\frac{13}{0-44}$
		из апосланцевых пород	3	$\frac{117}{90-160}$	$\frac{57}{45-70}$	$\frac{26}{16-37}$
	Нефелин из аподолмитовых пород	2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	
	Кальцит из метасоматических пород по мраморам	35	$\frac{42}{0-100}$	$\frac{11}{0-39}$	$\frac{22}{0-63}$	
	Форстерит из аподолмитовых пород	2	Не обн.	$\frac{3}{0-5}$	$\frac{2}{0-5}$	
	Шпинель из аподолмитовых пород	7	»	Не обн.	Не обн.	
Магматическая	Пироксен	из аподолмитовых скарнов	21	$\frac{75}{0-140}$	$\frac{40}{0-68}$	$\frac{27}{0-70}$
		из апосланцевых пород	2	$\frac{79}{40-120}$	$\frac{28}{0-55}$	$\frac{22}{0-44}$
		из магматических пород	11	$\frac{129}{65-200}$	$\frac{68}{25-110}$	$\frac{52}{18-90}$
	Нефелин из аподолмитовых пород	1	Не обн.	Не обн.	Не обн.	
	Кальцит из кальцифиров и скарнов	9	$\frac{80}{40-210}$	$\frac{21}{10-60}$	$\frac{46}{16-140}$	
	Форстерит из кальцифиров	2	$\frac{77}{45-110}$	$\frac{15}{13-16}$	$\frac{72}{59-85}$	
	Сфен из сиенита	1	9600	5000	4600	
Постмагматический	I	Пироксен	14	$\frac{82}{20-130}$	$\frac{40}{0-65}$	$\frac{25}{0-55}$
		Нефелин	8	Не обн.	Не обн.	Не обн.
		Кальцит	4	$\frac{307}{140-500}$	$\frac{59}{31-90}$	$\frac{174}{75-300}$
	II	Пироксен	2	$\frac{65}{40-90}$	$\frac{33}{30-36}$	$\frac{16}{8-25}$
		Кальцит	2	$\frac{100}{30-170}$	$\frac{38}{7-68}$	$\frac{55}{10-100}$
		Флогопит из апоскарновых пород	28	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	III	Пироксен	7	$\frac{78}{30-130}$	$\frac{39}{18-60}$	$\frac{31}{10-60}$
		Флогопит из апоскарновых пород	10	Не обн.	Не обн.	Не обн.
		Кальцит	6	$\frac{694}{270-1100}$	$\frac{129}{55-280}$	$\frac{381}{140-650}$
		Паргасит	4	$\frac{137}{50-200}$	$\frac{128}{16-250}$	$\frac{51}{12-90}$

отношения в минералах из пород шарыжалгайской серии

Yb	Y	ΣРЗЭ	Ce/La	Nd/La	Yb/La	Y/La
$\frac{0,6}{0-2,2}$	$\frac{3,6}{0-16}$	$\frac{77}{0-257}$	$\frac{2,49}{1,13-5,0}$	$\frac{1,15}{0,68-2,30}$	$\frac{0,04}{0-0,08}$	$\frac{0,26}{0,09-0,56}$
$\frac{2,2}{1,8-2,9}$	$\frac{13}{9-18}$	$\frac{215}{172-288}$	$\frac{4,72}{3,60-6,25}$	$\frac{2,30}{1,89-2,81}$	$\frac{0,09}{0,07-0,12}$	$\frac{0,52}{0,49-0,56}$
Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—
$\frac{0,4}{0-1,3}$	$\frac{4,3}{0-20}$	$\frac{73}{0-205}$	$\frac{2,05}{0-4,00}$	$\frac{0,56}{0-1,20}$	$\frac{0,03}{0-0,33}$	$\frac{0,18}{0,03-0,74}$
Не обн.	$\frac{4,2}{2-12}$	—	—	—	—	—
$\frac{0,9}{0,8-1,1}$	$\frac{3,8}{3-5,3}$	—	—	—	—	—
$\frac{1,3}{0-1,9}$	$\frac{8,2}{0-15}$	$\frac{136}{0-280}$	$\frac{3,55}{2-5,62}$	$\frac{1,64}{0,86-3,53}$	$\frac{0,06}{0-0,15}$	$\frac{0,42}{0,1-0,87}$
$\frac{1,9}{1,3-3,0}$	$\frac{9}{3-17}$	$\frac{140}{44-241}$	$\frac{4,44}{3,90-4,98}$	$\frac{1,89}{1,5-2,28}$	$\frac{0,07}{0,07-0,08}$	$\frac{0,29}{0,21-0,37}$
$\frac{2,5}{1,6-3,7}$	$\frac{12}{8-17}$	$\frac{318}{118-553}$	$\frac{2,60}{1,88-3,61}$	$\frac{1,29}{0,98-1,62}$	$\frac{0,07}{0,03-0,16}$	$\frac{0,30}{0,18-0,63}$
Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—
$\frac{0,7}{0-1,3}$	$\frac{9,5}{0-18}$	$\frac{152}{77-417}$	$\frac{2,09}{1,33-4,16}$	$\frac{0,54}{0,36-0,75}$	$\frac{0,03}{0,002-0,3}$	$\frac{0,38}{0,05-1,12}$
Не обн.	$\frac{2,2}{2-2,4}$	$\frac{166}{119-213}$	$\frac{1,02}{0,76-1,29}$	$\frac{0,20}{0,18-0,22}$	—	$\frac{0,03}{0,03}$
28	800	20 028	2,09	1,09	0,006	0,17
$\frac{1,5}{0-1,9}$	$\frac{9}{0-15}$	$\frac{156}{40-248}$	$\frac{4,18}{2,29-7,14}$	$\frac{2,72}{0,91-5,71}$	$\frac{0,13}{0,03-0,09}$	$\frac{0,41}{0,15-0,91}$
Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—
$\frac{2,3}{1-3,6}$	$\frac{27}{12-35}$	$\frac{570}{259-927}$	$\frac{1,81}{1,67-1,91}$	$\frac{0,36}{0,30-0,41}$	$\frac{0,01}{0,01-0,03}$	$\frac{0,18}{0,12-0,32}$
$\frac{1,4}{1,1-1,7}$	$\frac{7}{4-10}$	$\frac{123}{84-163}$	$\frac{4,30}{3,60-5,0}$	$\frac{2,59}{1,44-3,75}$	$\frac{0,11}{0,1-0,13}$	$\frac{0,48}{0,4-0,56}$
$\frac{1,3}{1,2-1,5}$	$\frac{16}{13-20}$	$\frac{210}{62-359}$	$\frac{2,35}{1,7-3,0}$	$\frac{0,71}{0,68-0,75}$	$\frac{0,08}{0,01-0,15}$	$\frac{0,75}{0,20-1,30}$
Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—
$\frac{1,5}{1,0-1,8}$	$\frac{9,1}{4-14}$	$\frac{159}{63-262}$	$\frac{2,84}{1,98-4,00}$	$\frac{1,44}{0,88-1,83}$	$\frac{0,06}{0,03-0,13}$	$\frac{0,35}{0,23-0,67}$
Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—
$\frac{2,8}{2,5-3,3}$	$\frac{36}{28-50}$	$\frac{1244}{496-2083}$	$\frac{1,80}{1,21-2,18}$	$\frac{0,32}{0,18-0,43}$	$\frac{0,01}{0,005-0,02}$	$\frac{0,11}{0,07-0,20}$
$\frac{1,8}{0-3,6}$	$\frac{35}{3-60}$	$\frac{352}{81-604}$	$\frac{3,31}{2,22-4,35}$	$\frac{2,32}{1,33-3,04}$	0,4	$\frac{0,68}{0,29-1,13}$

Этап	Стадия	Минерал	Порода	n	Ce		
Ультрамагматический	Магматическая	Пироксен	Скарны				
			шпинель-пироксеновые	2	109		
			шпинель-пироксено-форстеритовые	4	70		
			Анортит-скаполитсодержащие породы	5	53		
			Пироксеновые скарны				
			Белая выемка	5	8		
			порт Байкал	2	Не обн.		
			Нефелиновые породы	1	»		
			Кальцит	Шпинель-пироксено-форстеритовые скарны	1	80	
				Кальцифиры внутренних подзон	2	60	
	Анортит-нефелин-скаполитсодержащие породы	9		65			
	Кальцифиры внешних подзон	12		33			
	Скарны с красной шпинелью	5		6			
	Магматическая	Пироксен	Скарны				
			шпинель-пироксеновые	8	68		
кальцитсодержащие шпинель-пироксеновые			3	100			
шпинель-пироксено-форстеритовые			2	130			
шпинель-скаполито-пироксеновые			2	48			
пироксеновые (Белая выемка)			3	40			
» (порт Байкал)			3	38			
Нефелиновые породы			1	Не обн.			
Сиениты и граносиениты							
Белая выемка			9	140			
порт Байкал		2	80				
Кальцит		Шпинель-пироксено-форстеритовые скарны	2	50			
		Кальцифиры внутренних подзон	2	50			
		Форстеритовые кальцифиры внутренних подзон	2	140			
Постмагматический		I	Пироксен	Скарны			
	шпинель-пироксеновые (по сланцам и гранитоидам)			4	99		
	шпинель-скаполито-пироксеновые (по шпинель-пироксеновым скарнам)			3	100		
	перекристаллизованные			2	105		
	Нефелино-кальципато-пироксеновые породы (по сиенитам и пироксеновым скарнам)			4	52		
	III			Пироксен	Пироксено-кальцитовые породы	4	82
					Флогопито-пироксено-кальцитовые породы	3	74

и Yb в пироксенах превышают К. К. этих элементов в ассоциирующих с ними кальцитах. Так, например, для пироксенов из шпинель-пироксено-форстеритовых скарнов К. К. равен у Ce 0,65, Nd 1,32, La 0,33, Yb 1,18, а для кальцитов — Ce 0,33, Nd 0,58, La 0,20, Yb 0,73. Иттрий же концентрируется в кальцитах: К. К. у кальцита равен 1,31, у пироксена — 0,64. Преимущественное накопление Ce, Nd, La и Yb в пироксенах, а Y в кальцитах подтверждается также значениями коэффициента распределения PЗЭ между пироксенами и кальцитом — К. р. $\frac{Pi-Ka}{PЗЭ}$: во всех случаях К. р. $\frac{Pi-Ka}{PЗЭ}$ для Ce, Nd, La, Yb больше 1, а для Y меньше. Так,

отношения в минералах из пород шарьжалгайской серии

Nd	La	Yb	Y	ΣPЗЭ	Ce/La	Nd/La	Yb/La	Y/La
58	33	2,1	14	217	3,39	1,87	0,07	0,46
36	31	0,8	4,6	145	2,40	1,21	0,03	0,15
29	19	0,8	5,1	88	2,18	1,22	0,04	0,24
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—
»	»	»	»	—	—	—	—	—
»	»	»	»	—	—	—	—	—
37	60	1,3	20	198	1,33	0,62	0,02	0,33
16	27	0,5	7,5	111	2,89	0,68	0,02	0,35
16	30	0,6	6,0	118	2,07	0,50	0,05	0,18
8	17	0,2	2,3	61	2,24	0,56	0,01	0,16
4	8	0,4	2,4	20	1,50	0,67	0,03	0,25
54	33	1,7	11	198	3,09	1,69	0,06	0,35
48	36	1,7	10	196	2,88	1,34	0,05	0,29
55	63	1,1	8	257	2,05	0,87	0,02	0,12
32	12	1,0	5	98	4,19	2,82	0,08	0,45
19	13	0,6	9	78	3,34	1,46	0,03	0,32
13	6	0,8	5	63	5,03	1,78	0,13	0,76
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—
74	55	2,4	12	311	2,69	1,34	0,06	0,27
40	37	3,3	14	175	2,23	1,10	0,10	0,44
15	26	1,1	15	103	2,25	0,64	0,05	0,74
11	25	0,7	10	96	2,02	0,47	0,03	0,39
37	91	0,3	4,5	273	1,58	0,39	0,002	0,05
43	33	1,9	11	188	3,77	1,49	0,03	0,44
52	37	1,5	8	201	2,70	1,38	0,04	0,26
42	34	1,9	13	196	3,04	1,25	0,06	0,38
35	9	1,0	4	90	5,70	3,97	0,31	0,49
37	35	1,4	9,3	165	2,77	1,32	0,06	0,30
42	27	1,6	9,0	155	2,94	1,61	0,07	0,41

К. р. $\frac{Pi-Ka}{PЗЭ}$ в шпинель-пироксено-форстеритовых скарнах и в анортит-скаполит- и нефелинсодержащих породах соответственно равны у Ce 2,33 и 1,14, Nd 1,71 и 2,97, La 2,37 и 1,54, Yb 1,11 и 1,25, а у Y 0,49 и 0,50. В кальцитах зональных метасоматических тел отмечается последовательное увеличение К. К. PЗЭ от внутренних зон к внешним: у Ce от 0,33 до 1,6, Nd от 0,58 до 1,35, La от 0,2 до 1,51, Yb от 0,73 до 0,9 и у Y от 1,31 до 2,71. Такое изменение К. К. обусловлено уменьшением в этом же направлении в породах количества минералов, концентрирующих PЗЭ; во внешней зоне, представленной «лейкократовыми» кальцифирами,

Содержания Се, Nd, La, Yb, Y (г/т) в минералах из пород слюдянской толщи

Этап	Стадия	Минерал	n	Се	Nd	La	Yb	Y
Ультраматморфический	Мигматитовая и магматическая	Пироксен из аподоломитовых пироксеновых скарнов	3	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,3 0—0,9	4,6 0—4,7
		из пироксеновых скарнов по кварцево-карбонатным породам	6	37 0—50	13 0—20	9 0—12	2,1 0—3,7	9,1 0—15
		из гранитондов	2	41 30—53	12 0—25	7 0—15	3,7 2,3—5,1	14 7,2—2,1
		Доломит из кальцифириров и скарнов	3	Не обн.	Не обн.	Не обн.	4,1	7,5
		Кальцит из кальцифириров	2	15 0—30	7 0—14	3 0—6	0,7—1,3 0,7 0—1,7	6,5—9,0 7,0 0—14
Постмагматический	I	Пироксен из скаполитопироксеновых пород	1	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,9	3,8
	II	Пироксен из флогопитопироксеновых пород	1	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,9	3,0
		Флогопит из флогопитопироксеновых пород	1	»	»	»	»	Не обн.
		из апокальцифировых и апоскарнировых пород	7	»	»	»	»	»
		Паргасит	2	25 0—50	6 0—12	»	»	5,3 4,5—6,2
		Кальцит	4	15 0—30	6 3—8	5 0—8	1,4 0,6—3,0	8 4,6—12
	III	Пироксен	1	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,9	2,2
		Флогопит	1	»	»	»	Не обн.	Не обн.
		Флогопит из апокальцифировых пород	3	»	»	»	»	»
		Кальцит	1	200	38	96	8,0	65

единственным минералом-носителем и концентратором РЗЭ становится кальцит.

В пироксенах магматических пород К. К. в среднем составляет у Се 0,61, Nd 0,77, La 0,46, Yb 2,60, Y 1,07. По-видимому, основная часть Се, Nd, La в этих породах сосредоточена в сферах.

В породах I—III стадий постмагматического этапа основным минералом-концентратором и носителем РЗЭ является кальцит, в меньшей степени — пироксен и паргасит (см. табл. 5, 6). Роль кальцита как минерала-концентратора РЗЭ чрезвычайно велика и растет от образований мигматитовой стадии ультраматморфического этапа к образованиям III стадии постмагматического этапа; их содержания в кальцитах увеличиваются (г/т): Се от 42 до 694, Nd от 11 до 129, La от 22 до 381, Yb от 0,4 до 2,8 и Y от 4,3 до 36. В этом же направлении наблюдается закономерное уменьшение $K. p. \frac{Ce}{PЗЭ}$ — $K. p. \frac{Nd}{PЗЭ}$ — $K. p. \frac{La}{PЗЭ}$ в породах постмагматического этапа меньше 1 и значительно ниже, чем в породах ультраматморфического этапа. Следовательно, в породах ультраматморфического этапа РЗЭ сосредоточены в основном в пироксене, а в породах III стадии постмагматического этапа — в кальцитах.

В пироксенах из пород постмагматического этапа содержания РЗЭ определяются главным образом концентрацией этих элементов в исходных породах. В пироксенах из апогранитоидных и апосланцевых шпинель-пироксеновых скарнов, а также из перекристаллизованных и шпинель-скаполито-пироксеновых пород, развитых по ранним шпинель-пироксеновым скарнам ультраметаморфического этапа, содержания РЗЭ повышены по сравнению с содержаниями в пироксенах из нефелино-калишпато-пироксеновых пород, развитых по сиенитам и пироксеновым скарнам (см. табл. 7). Перекристаллизация ранних шпинель-пироксеновых скарнов ультраметаморфического этапа и образование по ним шпинель-скаполито-пироксеновых пород сопровождаются уменьшением в пироксенах концентраций Ce, Nd, La, Yb, Y (разрез 1, табл. 9), в то время как при формировании нефелино-калишпато-пироксеновых пород I стадии постмагматического этапа по пироксеновым скарнам магматической стадии содержания РЗЭ в образующихся пироксенах возрастают (разрез 2, см. табл. 9). Все это может свидетельствовать о перераспределении РЗЭ на постмагматическом этапе между формирующимися парагенезисами, причем направленность изменений их содержаний в значительной степени обуславливается концентрацией в исходных породах.

Т а б л и ц а 9

Изменение содержаний Ce, Nd, La, Yb, Y (г/т) и их отношений в пироксенах из последовательно формирующихся парагенезисов постмагматического этапа

Стадия	Порода	Ce	Nd	La	Yb	Y	Ce/La	Nd/La	Y/La	Yb/La
<i>Разрез 1</i>										
I	Шпинель-пироксеновый скарн (ультраметаморфический этап)	140	65	50	1,9	12	2,80	1,30	0,24	0,04
	Шпинель-скаполито-пироксеновая порода	80	35	30	1,2	7,5	2,67	1,17	0,25	0,04
I	Перекристаллизованные шпинель-пироксеновые скарны	130	57	48	1,9	12	2,70	1,18	0,25	0,04
<i>Разрез 2</i>										
I	Пироксеновый скарн (ультраметаморфический этап)	<15	<5	<5	<0,1	<1				
	Нефелино-калишпато-пироксеновая порода	52	35	8,7	0,9	4,0				
<i>Разрез 3</i>										
I	Шпинель-пироксеновый скарн	96	40	29	1,9	10	2,67	1,17	0,25	0,04
II	Флогопито-пироксеновая порода	90	36	25	1,7	10	3,31	1,38	0,34	0,06
III	Флогопито-пироксено-кальцитовая порода	45	22	12	1,6	8	3,60	1,44	0,40	0,10
<i>Разрез 4</i>										
I	Нефелино-калишпато-пироксеновая порода	56	38	12	1,2	5,6	4,67	3,17	0,47	0,10
II	Флогопито-пироксеновая порода	40	30	8	1,1	4,5	5,00	3,75	0,56	0,13
<i>Разрез 5</i>										
I	Шпинель-пироксеновый скарн	130	50	55	1,7	11	2,36	0,91	0,20	0,03
II	Паргасито-пироксеновая порода	77	45	30	1,6	10	2,57	1,50	0,33	0,05

Коэффициенты концентраций РЗЭ в пироксенах из пород I стадии постмагматического этапа (Ce 0,88—1,00, Nd 0,72—0,94, La 0,35—0,41, Yb 0,9—1,13, Y 0,76—0,95) значительно ниже, чем в пироксенах из пород II стадии (Ce 1,33—1,80, Nd 1,33—1,50, La 0,9—1,13, Yb 1,42—1,46, Y 1,26—1,45). Возможно, в какой-то мере это связано с тем, что в породах I стадии присутствует сфен, концентрирующий значительные количества РЗЭ. Тем не менее во всем регионе в пироксенах из конкретных разрезов последовательно формирующихся парагенезисов от I к III стадии отмечается закономерное уменьшение содержаний РЗЭ и возрастание Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La отношений (разрезы 3—5, см. табл. 9). По средним же значениям такого изменения содержаний элементов не наблюдается (см. табл. 7) из-за значительных вариаций их концентраций в отдельных пробах пироксенов. По-видимому, низкие содержания РЗЭ и высокие La отношения в пироксенах из пород III стадии постмагматического этапа следует рассматривать как их типохимические особенности.

Таким образом, изучение распределения РЗЭ в минералах из пород ультраметаморфического и постмагматического этапов показывает, что их содержание в каждом конкретном случае зависит: 1) от геологического положения тел метасоматитов в пределах пласта карбонатных пород; 2) от положения минерала в зоне метасоматической колонки; 3) состава замещаемых пород; 4) парагенетической ассоциации и количественных соотношений минералов. А в общем уровень содержаний РЗЭ в минерале определяется их относительной концентрацией в воздействующем растворе на той или иной стадии (или этапе) и содержаниями этих элементов в исходных породах. Минералы, образующиеся на ультраметаморфическом и постмагматическом этапах, обладают определенными типохимическими особенностями в отношении РЗЭ. Так, в метасоматитах мигматитовой и магматической стадий ультраметаморфического этапа кальциты и пироксены из шпинель-пироксено-форстеритовых скарнов, форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифиров внутренних подзон обогащены РЗЭ и имеют наиболее низкие Ce/La, Nd/La, Yb/La, Y/La отношения. В метасоматитах III стадии постмагматического этапа кальциты характеризуются максимальными концентрациями РЗЭ, а пироксены — минимальными.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОВЕДЕНИЯ И ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ПОРОДАХ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКОГО И ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПОВ

Процессы ультраметаморфических преобразований, приводящие к образованию магнезиальных скарнов, мигматитов и гранитов, как показано выше, сопровождаются привнесением Ce, La и в меньшей степени Nd. В продуктах ультраметаморфизма накапливаются также K, Ba, Rb, Pb, Zr, Si [9]. По-видимому, все эти элементы имеют находящийся за пределами исследованных глубокометаморфизованных шарыжалгайской и слюдянской толщ общий источник.

Исследование связей РЗЭ с петрогенными и редкими элементами в породах и минералах показывает, что они сложны и неоднозначны. В породах одинакового минерального состава и особенно в минералах одних и тех же этапов и стадий отмечается тенденция к прямой положительной корреляции содержаний РЗЭ со Sr, Ba, Zr, Sc, Ca, Fe, K, Na и Ti. В то же время такая связь, или хотя бы тенденция к ней, полностью отсутствует в породах и минералах ультраметаморфического и постмагматического

этапов в целом. Это свидетельствует о том, что РЗЭ не имеют тесных кристаллохимических связей с другими элементами. Наблюдаемые же тенденции к прямой положительной корреляции содержаний Ce, Nd, La, Yb, Y со Sr, Ba, Zr, Sc, Ca, Fe, K, Na и Ti, реализуемые в изоморфных отношениях, являются парагенетическими, т. е. обусловленными не их кристаллохимическими свойствами, а близкими физико-химическими условиями формирования пород и минералов (температура, режимы кислотности — щелочности и летучих) и геохимической направленностью протекающих процессов. Согласно современным представлениям [1, 2, 12 и др.], закономерности распределения РЗЭ и их отношений могут характеризовать физико-химические условия минералообразования. Интенсивный привнос всех элементов в породы шарыжалгайской и слюдянской толщ свидетельствует о региональном характере протекающих процессов, а повсеместно отмечаемый при этом особенно интенсивный привнос наиболее щелочных Ce и La по сравнению с Nd — об их щелочном характере.

Общая геохимическая направленность процессов преобразования пород любого состава на ультраметаморфическом этапе со всей очевидностью подтверждает выводы о наложенном характере ультраметаморфических преобразований и об их временной оторванности от регионального метаморфизма гранулитовой фации.

В последовательно формирующихся продуктах ультраметаморфических преобразований кристаллических сланцев и гнейсов — мигматитах и гранитах — отношения Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La закономерно уменьшаются, свидетельствуя об относительном накоплении наиболее щелочного La, что в свою очередь достаточно убедительно подтверждает представления о щелочном характере процессов гранитизации. Максимальные концентрации РЗЭ присущи магматическим породам — гранитам — и их эндоконтактовым фациям: граносиенитам, сиенитам и апортозитам. С увеличением щелочнометальности магматических пород в ряду от гранитов до сиенитов увеличиваются и содержания РЗЭ.

Выше отмечалось, что в аподоломитовых метасоматитах ультраметаморфического этапа, слагающих пластовые зональные тела на контактах пластов мраморов с перекрывающими или подстилающими сланцами, содержания РЗЭ значительно выше, чем в метасоматитах слагающих тела в центральных частях мощных карбонатных пластов. Накопление РЗЭ именно в этих участках может быть обусловлено тем, что доломитовые мраморы являлись геохимическим барьером для флюидов, насыщенных редкоземельными и редкими элементами, в частности Cr, V, Ni, Co, Sc, Be, Sn, Li. В процессах образования скарнов эти элементы рассеивались в их пороодообразующих минералах.

В зональных метасоматических телах, занимающих разное геологическое положение, в распределении РЗЭ наблюдается общая закономерность: максимальные концентрации этих элементов присущи шпинель-пироксено-форстеритовым скарнам, форстеритовым и шпинель-форстеритовым кальцифирам внутренних подзон, т. е. породам, залегающим в промежуточных зонах метасоматических тел. Здесь же накапливаются и кристаллохимически наиболее близкие с ними Ca и Sr. По направлению от внутренних частей зональных тел к внешним в породах и их минералах — пироксенах и кальцитах (см. табл. 5) — наблюдается последовательное уменьшение отношений Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La. В этом же направлении закономерно уменьшается условный потенциал ионизации Y, предложенный В. А. Жариковым [6] для определения щелочности минеральных парагенезисов. Из всего этого следует, что образование метасоматической зональности происходило при градиенте pH, а накопление легких РЗЭ, особенно наиболее щелочного из них La, осуществлялось в зонах максимальной щелочности, т. е. в парагенезисах с минимальными значе-

ниями Y: в шпинель-пироксено-форстеритовых скарнах, форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифирах. Повышенные содержания РЗЭ, низкие отношения РЗЭ/La и высокие $K. p. \frac{Pr}{R_2O_3} - \frac{Ca}{CaO}$, являющиеся типоморфными для пород и минералов, формировавшихся в условиях повышенной щелочности, можно использовать для выделения среди метасоматитов мигматитовой и магматической стадий фаций щелочности. Из всего вышесказанного со всей очевидностью следует, что важнейшим фактором распределения РЗЭ при формировании метасоматической зональности является изменение кислотности—щелочности среды минералообразования.

Значительное влияние на поведение РЗЭ оказывает и состав замещаемых пород. Так как процессы ультраметаморфических преобразований сопровождаются существенным привнесом Ce, Nd и La, то все породы, особенно апосланцевые метасоматиты, формирующиеся на этом этапе как в шарьжалгайской, так и в слюдянской толще, оказываются обогащенными этими элементами.

При смене ультраметаморфического этапа постмагматическим поведение РЗЭ существенно изменяется. Если для ультраметаморфического этапа фиксируется привнос этих элементов, то на постмагматическом отмечается их перераспределение из пород, обогащенных РЗЭ, в породы, ими обедненные. Ранее было показано, что по геохимическим особенностям I стадию постмагматического этапа можно охарактеризовать как натровую и карбонатно-хлоридную, II — как калиевую и карбонатно-хлоридно-фторидную, III — как фторидно-водную [9]. Щелочность растворов I стадии постмагматического этапа, по-видимому, была близка к щелочности растворов ультраметаморфического этапа, что подтверждается формированием одинаковых минеральных ассоциаций (шпинель-пироксеновых и нефелино-калициново-пироксеновых), широким проявлением перекристаллизации ранних пород, а также близкими уровнями содержания РЗЭ и одинаковыми отношениями Ce/La, Nd/La, Yb/La и Y/La в исходных ультраметаморфических породах и развитых в них метасоматитах I стадии постмагматического этапа (см. табл. 9). Во II стадию происходит существенный привнос K и F, что сопровождается интенсивным выносом РЗЭ из алюмосиликатных пород и их фиксации в одновременно здесь же формирующихся кальцитсодержащих ассоциациях. Эти данные согласуются с выводами А. С. Павленко [12] об относительно менее интенсивном выносе РЗЭ при натровом метасоматозе в раннюю стадию и более интенсивном — при калиевом метасоматозе в следующую стадию. Стадия III постмагматического этапа характеризуется возрастанием активности F в воздействующих растворах, что приводит к широкому развитию флогопитов с повышенными содержаниями F и значительному уменьшению содержаний РЗЭ в формирующихся парагенезисах.

По минеральным ассоциациям от I стадии к III фиксируется закономерное изменение кислотности—щелочности воздействующих растворов, обусловленное падением их температуры (от 700 до 380°C) и изменением состава в процессе взаимодействия с исходными породами по мере развития процесса. Щелочность растворов от I стадии к III на постмагматическом этапе явно уменьшается, что находит отражение в закономерном увеличении отношений Ce/La, Nd/La; Yb/La и Y/La как в породах, так и в минералах—кальцитах и пироксенах. При этом с уменьшением щелочности и повышением кислотности от I стадии к III содержания РЗЭ в пироксенах уменьшаются, а в кальцитах увеличиваются. В результате $K. p. \frac{Pr}{R_2O_3} - \frac{Ca}{CaO}$ закономерно уменьшается. Поскольку наиболее высокие содержания РЗЭ характерны для кальцитов III стадии, с которой связано формирование промышленных флогопитоносных тел как в шарьжалгайской, так и в слюдянской серии, это их свойство может быть использовано для создания геохимических методов поисков флогопита.

Необходимо отметить, что в результате проявления высокотемпературных метасоматических процессов отмечается смена минералов-концентраторов РЗЭ. Закономерное уменьшение $K. p. \frac{Pr-Ka}{P3Э}$ от образований наиболее высокотемпературной мигматитовой стадии ультраметаморфического этапа к наиболее низкотемпературным ассоциациям III стадии постмагматического этапа подтверждает смену пироксена кальцитом и свидетельствует о единой направленности процессов ультраметаморфических и постмагматических преобразований, связанных со снижением температуры и изменением кислотности—щелочности воздействующих растворов по мере развития процесса.

Последовательное уменьшение в породах и минералах отношений Ce/La , Nd/La , Yb/La и Y/La от мигматитовой стадии к магматической ультраметаморфического этапа и дальнейшее их увеличение от I стадии к III постмагматического этапа может свидетельствовать о максимальном проявлении щелочности в породах магматической стадии и ее снижении к III стадии в результате проявления единого процесса ультраметаморфических и постмагматических преобразований.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. В процессах ультраметаморфических преобразований кристаллических сланцев и доломитовых мраморов отмечается существенный привнос Ce , La и Nd , что свидетельствует о единой геохимической направленности протекающих процессов, общем источнике этих элементов и подтверждает вывод об одновременности преобразований сланцев и мраморов.

2. В процессах формирования мигматитов и гранитов по кристаллическим сланцам наблюдается уменьшение содержаний Yb и Y , в то время как в синхронно образующихся скарнах по доломитовым мраморам содержания этих элементов увеличиваются. По-видимому, Yb и Y перераспределяются из сланцев в мраморы.

3. Уменьшение отношений Ce/La , Nd/La , Yb/La и Y/La в мигматитах и гранитах, а также в апосланцевых метасоматитах по сравнению с их значениями в исходных породах указывает на щелочной характер гранитизации, которая наложена на породы гранулитовой фации.

4. В зональных аподолмитовых метасоматических телах по направлению от внутренних зон к внешним отмечается последовательное уменьшение отношений Ce/La , Nd/La , Yb/La и Y/La в породах и минералах, свидетельствующее о формировании метасоматической зональности при градиенте рН воздействующих растворов. Наиболее щелочным фациям метасоматических пород присущи максимальные концентрации РЗЭ.

5. Содержания РЗЭ в минералах из пород ультраметаморфического этапа в конечном счете определяются их концентрацией в исходных породах, положением минерала в зоне метасоматической колонки, парагенетической ассоциацией и количеством минерала в породе, физико-химическими условиями образования пород: температурой, условиями кислотности—щелочности и режима летучих компонентов.

6. В метасоматитах постмагматического этапа не отмечается увеличения содержаний РЗЭ по сравнению с исходными для них породами метаморфического и ультраметаморфического этапов, что указывает на отсутствие их привноса. В процессе образования постмагматических метасоматитов осуществляется перераспределение РЗЭ из пород, обогащенных ими, в породы, ими обедненные.

7. В последовательно формирующихся породах и их минералах на I, II и III стадиях постмагматического этапа наблюдается закономерное увеличение отношений Ce/La , Nd/La , Yb/La и Y/La , свидетельствующее о возрастании кислотности воздействующих растворов.

8. По мере протекания единого процесса ультраметаморфических

и постмагматических преобразований пород гранулитовой фации отмечается смена минералов-концентраторов РЗЭ, что отражается в последовательном уменьшении величины $K, p_{\text{РЗЭ}}^{\text{Пг-Ka}}$. Если в породах ультраметаморфического этапа РЗЭ сосредоточены в пироксенах, то в породах III стадии постмагматического этапа — в кальцитах.

9. Высокие концентрации РЗЭ в кальцитах III стадии постмагматического этапа могут быть использованы в качестве геохимических критериев при разработке методов поисков флогопитовых жил.

10. В процессах ультраметаморфических и постмагматических преобразований кристаллохимическая близость РЗЭ к петрогенным и редким элементам не оказывает существенного влияния на их поведение, которое определяется главным образом геохимической направленностью метасоматических процессов и физико-химическими условиями образования пород.

11. Изменения в породах и минералах отношений Ce/La , Nd/La , Yb/La и Y/La свидетельствуют о последовательном возрастании щелочности воздействующих флюидов-растворов от мигматитовой стадии к магматической и о дальнейшем возрастании кислотности к III стадии постмагматического этапа по мере развития единого процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Бородин Л. С. О некоторых основных вопросах геохимии редких земель.— Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 9, с. 94—124.
3. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
4. Вишняков В. Н. Карбонатные породы района Слюдянского флогопитовых месторождений и некоторые вопросы их метаморфизма (Юго-Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973. 27 с.
5. Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ.— В кн.: Гранитоиды (МГК, 21 сессия, докл. сов. геол., проблема 14). Киев, Изд-во АН СССР, 1960, с. 66—77.
6. Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.— Геол. рудн. месторожд., 1967, т. 9, вып. № 5, с. 75—89.
7. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4, с. 56—69.
8. Коржинский Д. С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение.— В кн.: Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 269—287.
9. Левицкий В. И. Геохимия высокотемпературных метасоматитов в карбонатных породах Юго-Западного Прибайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1978. 28 с.
10. Луцк Б. Г., Минеев Д. А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале.— В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967, с. 59—105.
11. Миловский А. В., Матвеева С. С. Особенности перераспределения элементов в процессе гранитизации пород.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. 1971. Т. 3. Кн. 2. М.: Наука, 1972, с. 483—492.
12. Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах.— Геохимия, 1959, № 4, с. 291—309.
13. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
14. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
15. Петрова З. И., Пожарицкая Л. К. Геохимия процессов ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. 1971. Т. 3. Кн. 2. М.: Наука, 1972, с. 182—193.
16. Розанов К. И., Минеев Д. А. Геохимическая характеристика докембрийских гранитов Приазовья.— Геохимия, 1973, № 2, с. 238—249.
17. Тихомирова Н. И. Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации.— Геохимия, 1971, № 2, с. 144—155.
18. Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 175 с.
19. Эмиссионный спектральный анализ. Новосибирск: Наука, 1976. 277 с.
20. Goldsmith J. R., Newton R. C. P-T-X relations in the system $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$ at high temperatures and pressures.— Am. J. Sci., 1969, Shairer Volume 267—A, p. 267—283.

В. А. Макрыгина, С. А. Бакшеев

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ КУТИМСКОЙ ГЛЫБЫ

(Северное Прибайкалье)

Кутимская глыба является юго-западным окончанием Чуйского антиклинорного поднятия. С северо-запада ее граница с Ачитканским вулканическим поясом проходит по Лево-Миньскому разлому, представляющему часть Саяно-Байкальского краевого шва, с юго-востока по оперяющему Абчадскому разлому с верхнепротерозойскими структурами.

Целью геохимического изучения образований Кутимской глыбы было сравнение слагающей ее чуйской толщи нижнего протерозоя с выходами этой же серии в Северо-Байкальском нагорье (северное окончание Чуйского поднятия), сопоставление условий их метаморфизма, особенностей гранитизации и пегматитообразования. Особый интерес представляет исследование распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), дающих в большинстве пород глыбы аномально-высокие содержания.

Выходы чуйской серии на севере Чуйского поднятия представляют сокращенный разрез вулканогенно-осадочных пород нижнего протерозоя, метаморфизованных в условиях перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации при низком общем и флюидном давлении и относительно высоком давлении кислорода. Это отражается в высокой железистости и окисленности минералов, «сухой» метасоматической гранитизации, сопровождаемой небольшим количеством керамических пегматитов [10].

На Кутимской глыбе, по данным предыдущих исследователей [7, 4], чуйская серия представлена гнейсами и сланцами, метаморфизованными в условиях кордиерит-антофиллитовой и ортоклаз-силлиманитовой субфаций амфиболитовой фации. Вблизи Абчадского разлома они прорваны многофазной Абчадской гранитной интрузией, с которой связывают редкометальные и редкоземельные пегматиты. М. М. Мануйлова отмечала широкое развитие микроклинизации и впервые открытые ею в метаморфических породах щелочные минералы — эгирип, гастингсит, лепидомелан. Она связывала их появление с метаморфизмом щелочных эффузивов. На картах масштаба 1 : 50 000, снятых в 1971 г. А. Г. Крашвиним в районе Абчадской интрузии, вдоль северо-западной части массива уже рисуются постепенные переходы гранитоидных пород в мигматиты чуйской серии с многочисленными, согласными с общим простиранием толщи пропластками амфиболитов и гнейсов внутри контуров «интрузии».

Наши исследования были проведены на площади междуречья Бол. Мини, Россомы, Абчады и Укучикты, между Абчадским и Левоминьским разломами. Анализ геологических, петрографических и геохимических данных показал, что все образования Кутимской глыбы, метаморфические породы чуйской серии и прилегающие к глыбе эффузивные породы ачитканской серии на площади более 3500 км² подверглись мощному воздействию приразломного щелочного метасоматоза, который можно квалифицировать как сиенитизацию пород. Вся изученная площадь представляет собой единый мигматитовый комплекс, в котором степень переработки пород нарастает к юго-западу, в направлении слияния Абчадского и Левоминьского разломов. На северо-востоке глыбы в наименее измененных разностях пород сохраняются их исходные различия. Здесь можно выделить пластовые тела ортоамфиболитов, диопсидовые плагиосланцы, амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые и гранат-силлиманитовые плагиогнейсы. Вероятно, значительное распространение имели калишпат-

содержащие породы, но они мигматизированы в первую очередь. Все парагенезисы отвечают ортоклаз-силлиманитовой (безмусковитовой) субфаши амфиболитовой фаши метаморфизма. Но и в плагиопородах редко можно обнаружить магнезиальный бурый биотит, обыкновенную роговую обманку и основной плагиоклаз. В большинстве плагиопород повышены содержания натрия, с диопсидом часто ассоциируют олигоклаз-андезин, а темноцветные минералы представлены эгирин-диопсидом, ферригастингситом, лепидомеланом. По-видимому, плагиопороды в значительной мере являются внешней зоной метасоматического преобразования — зоной плагиомигматизации (в терминах гранитизации) или фенитизации (применительно к щелочному метасоматозу).

К юго-западу усиливается микроклинизация пород. Полнее всех преобразуются плагио- и калишпатсодержащие гнейсы. Ортоамфиболиты наиболее долго сохраняются почти неизменными. В них только появляются гнезда и просечки диопсид-калишпатового состава, а переслаивающиеся с ними гнейсы уже превращены в теньевые мигматиты. Ближе к Абчадскому разлому составы пород выравниваются, приближаясь к граносиенитовому, реже гранодиоритовому. Об их первичной природе можно судить лишь по остаткам лепидомелана (для биотитовых) и эгирина или гастингсита (для диопсид- и амфиболсодержащих исходных пород). Для всех мигматитов характерны гранобластовые, blastsмилонитовые структуры с крайне неравномерным распределением микроклина (от 10 до 70% объема породы), с образованием мономинеральных линз, гнезд и прослоев. Широкое площадное развитие щелочных темноцветных минералов в толще разнообразных по составу пород не может быть следствием метаморфизма какого-то типа пород, а служит явным признаком их щелочного метасоматического преобразования.

Среди метасоматитов можно выделить и первичномагматические породы. Они выявляются либо по остаткам зональных вкрапленников плагиоклаза, также замещаемых микроклином, либо по наличию новообразованных гранофировых структур, разрастающихся между участками гнейсовидных гранобластовых агрегатов мигматита и вокруг отдельных зерен. Породы с реликтовой порфириковой структурой встречены нами на севере, юге и западе площади, т. е. вне зависимости от выделяемых контуров Абчадской интрузии. Наиболее близки к магматическим структуры амфиболовых гранитов Илловирского массива — единственного массива, имеющего резкие контакты с вмещающими породами и более или менее массивную текстуру. Но и эти граниты подверглись калишпатизации, а амфибол в них представлен гастингситом.

Гранофировые структуры развиты в породах граносиенитового состава в центральной части так называемой Абчадской интрузии. Здесь вдоль Абчадского разлома наблюдается наиболее мощное развитие теньевых мигматитов. Почти в каждом образце видны мономинеральные калишпатовые линзы и прослой, являющиеся тыловой зоной колонки щелочных метасоматитов. Сохраняются от замещения только пластовые тела ортоамфиболитов. Но слоистая структура исходной толщи читается на аэрофотоснимках довольно четко почти на всей площади «интрузии», а в полевых условиях прослеживается по полосам, содержащим эгирин и эгирин-диопсид, по ортоамфиболитам и базификатам — диопсид-эпидотовым тонкозернистым сланцам. Местами происходило выплавление кварц-полевошпатовой эвтектики с образованием гранофировых структур. Образующиеся порции расплавов внедрялись по трещинам в ортоамфиболиты с формированием прожилков и магматических брекчий. Тектонический резкий контакт вдоль Абчадского разлома, наличие участков переплавления с гранофировыми структурами и магматическими брекчиями, по-видимому, и послужили основой для выделения Абчадской интрузии. Однако сохранение рисунка слоистости вмещающих пород, редкость магматических

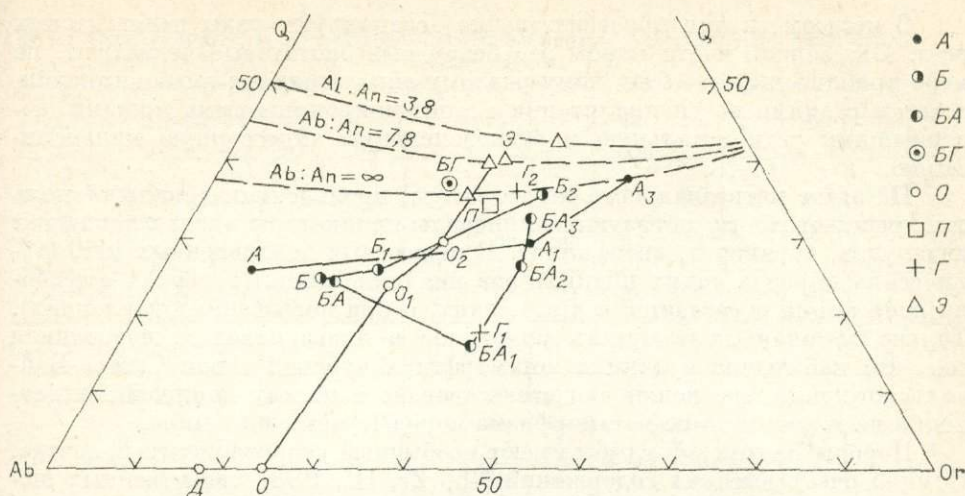


Рис. 1. Диаграмма Q—Ab—Or с эвтектическими точками для составов с разным соотношением Ab : An ($P_{H_2O} = 2000$ бар) [16].

Плаггиогнейсы: А — амфиболовые, Б — биотитовые, БА — биотит-амфиболовые; О — ортоамфиболиты (индексы — 1 — мигматиты по ним, 2, 3 — теневые мигматиты). Гранитогнейсы: БГ — биотитовые, З — эгирин-гранатовые. Г₁ — гранодиориты; Г₂ — гранофиновые граниты, П — метатесчанки.

структур, отсутствие резких протяженных интрузивных контактов однозначно свидетельствуют о том, что это автохтонное поле теневых мигматитов с участками частичного переплавления на месте. Оно имеет постепенные переходы к слабо мигматизированным породам, среди которых на изученной площади есть немало участков таких же по структуре и химизму теневых мигматитов.

Это положение подтверждается однотипным изменением химического состава всех исходных пород при метасоматозе (рис. 1). Амфиболиты и диопсидовые сланцы, биотитовые, амфиболовые и гранат-силлиманитовые гнейсы сначала теряют Ca и Mg с возрастанием Si и Na, а затем наблюдается резкое увеличение Si и K с уменьшением содержания Mg, Ca, Fe, Al, Ti, Mn, P, F и H₂O. Породы с реликтами порфировых магматических структур по составу также ложатся в поле мигматитов. Состав теневых мигматитов по породам совпадает на всей изученной площади и одинаков с гранофирами. Составы их сдвинуты в калиевый угол по сравнению с гранитной эвтектикой. На ранних стадиях мигматизации железо остается на месте, но окисляется: появляется много магнетита, щелочные темноцветы также содержат много Fe⁺³. На поздних стадиях замещения количество темноцветных минералов резко сокращается, концентрация железа — тоже, но в основном за счет закиси, что свидетельствует об окислительной обстановке при метасоматозе.

Поздним этапом процесса является формирование зон расслаивания, выполненных более низкотемпературными ассоциациями минералов и развивающихся по любым породам, в том числе по катаклазированным мигматитам и гранофирам. Согласно или секущие, они встречаются по всей площади, но наиболее густа их сеть вблизи Абчадского разлома, где они располагаются вдоль оперяющих трещин. Они сложены среди амфиболовых мигматитов автофиллит-кордиерит-флогопит-кварцевыми и гематит-мусковит-хлоритовыми сланцами, а в биотитовых мигматитах — мусковит-флогопит-кварцевыми разностями с андалузитом или силлиманитом. По химизму это магнезиальные метасоматиты. В центральных частях зон наиболее существен вынос Ca, Na, Al и Fe при сохранении Li и K и интенсивном привносе магния.

С метасоматитами пространственно ассоциируют узлы пегматитовых жил. В северной части глыбы это безрудные биотитовые пегматиты, по мере приближения к Абчадскому разлому они сменяются амазонитовыми, а затем редкими по специализации альбит-микроклиновыми жилами, содержащими редкометалльную и редкоземельную акцессорную минерализацию.

На этапе магниезиального метасоматоза, проявленном локально вдоль зон трещиноватости, образуются минералы-индикаторы низких давлений: андалузит, кордиерит, антофиллит. В первичных неизмененных метаморфических породах таких индикаторов нет (силлиманит в верхах амфиболитовой фации встречается и при низких, и при повышенных давлениях). Только высокая железистость минералов в плагиопородах, идентичная той, что наблюдалась нами в метаморфитах чуйской серии Северо-Байкальского нагорья, может свидетельствовать в пользу пониженных давлений на главном этапе метаморфизма пород Кутимской глыбы.

Породы Кутимской глыбы имеют необычный редкоэлементный состав. Помимо очень высоких содержаний Nb, Zr, Hf, РЗЭ, свойственных щелочным метасоматитам, в них повышены концентрации типично гранитных редких элементов — Be, Sn, Rb, Pb, Cs [5]. Низкие концентрации Ni, Cr и V обычны для мигматитов (в неизмененных ортоамфиболитах и диопсидовых сланцах их содержания достаточно высоки). А вот исключительно низкие концентрации Li, B и Sr — особенность исходного состава толщи. Они характерны и для чуйской серии Чуйского поднятия [10] и обусловлены малой долей в ее первичном составе глины и карбонатных пород.

Главная масса проб по всем разновидностям пород проанализирована на четыре лантаноида (La, Ce, Nd, Yb) и иттрий. Они составляют от 75 до 85% от суммы редких земель, включают наиболее контрастные по свойствам элементы цериевой и иттриевой подгруппы и могут дать представление об основных закономерностях их распределения. Для выявления более тонких зависимостей между легкими, средними и тяжелыми лантаноидами в процессе метасоматического преобразования метаморфических пород в наиболее типичных представителях каждой разновидности было сделано определение полного спектра РЗЭ. Это возможно, поскольку высокие содержания РЗЭ в породах позволяют определить 12 элементов данной группы прямым спектральным методом [17] без обогащения.

Содержания редкоземельных элементов высоки во всех разновидностях пород Кутимской глыбы. Исключение составляют только основные плагиопороды — ортоамфиболиты и диопсидовые плагиосланцы, но и в них сумма La, Ce, Nd, Yb и Y приближается к 100 г/т (табл. 4), что выше обычных суммарных содержаний РЗЭ в основных породах [3] главным образом за счет Ce и Y. Амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы содержат от 350 до 650 г/т РЗЭ. Это в 2,5—4 раза превышает кларк РЗЭ в осадочной оболочке [2] и в 1,5—2,5 раза кларк кислых изверженных пород и концентрации РЗЭ в изученных нами ранее метавелитах Патомского нагорья и Хамар-Дабана. Концентрации РЗЭ в плагиопородах чуйской серии Кутимской глыбы в 2—3 раза выше, чем во всех разновидностях пород выходов чуйской серии в северной части Чуйского поднятия [10]. Такие высокие содержания свойственны только щелочным породам [2]. Наряду с аномально-высокими количествами плагиоклаза в этих породах (40—60%), большим содержанием Na₂O — 3,5—5% и щелочными темновыми минералами, высокие концентрации РЗЭ служат еще одним подтверждением того, что и эти породы подверглись воздействию агентов метасоматоза и являются фенитизированными разновидностями метаморфических пород. Единственными представителями неизмененных метасоматозом пород можно считать ортоамфиболиты,

Таблица 1

Средние содержания главных редкоземельных элементов и скандия в породах Кутимской глыбы, г/т

Породы	n	La	Ce	Nd	Yb	Y	Se	La: Yb	Ce: Nd
Ортоамфиболиты	5	9,6	32	15	3,2	26	42	3,0	2,1
Мигматиты	1	32	80	37	3,6	37	50	8,9	2,2
Диопсидовые плагиослапцы	3	12	20	20	2,9	24	62	4,1	1,0
Мигматиты агрири-диопсидовые	4	127	205	101	13	107	12	9,8	2,0
Амфиболовые плагиогнейсы	3	98	177	75	11	96	40	8,8	2,4
Мигматиты амфиболовые	4	$\frac{119}{16}$	$\frac{150}{20,5}$	$\frac{97}{4,1}$	$\frac{8,8}{1,3}$	$\frac{82}{18,5}$	$\frac{40}{3,3}$	9,3	1,7
Гранитогнейсы амфиболовые	10	$\frac{158}{75}$	$\frac{289}{93}$	$\frac{121}{39}$	$\frac{12,8}{2,7}$	$\frac{109}{16}$	$\frac{12}{4,6}$	2,3	2,4
Биотит-амфиболовые плагиогнейсы	1	81	150	74	12	92	38	6,7	2,0
Мигматиты (с 30% калишпата)	11	$\frac{70}{32}$	$\frac{131}{28}$	$\frac{76}{22}$	$\frac{10}{2,9}$	$\frac{82}{15}$	$\frac{33}{6,7}$	7,0	1,7
Мигматиты (до 50% калишпата)	6	$\frac{141}{63}$	$\frac{235}{65}$	$\frac{109}{35}$	$\frac{15}{9,3}$	$\frac{108}{29}$	$\frac{16}{2}$	9,4	2,2
Теневые мигматиты (>50% калишпата)	8	$\frac{120}{34}$	$\frac{209}{51}$	$\frac{91}{26}$	$\frac{9,6}{3,6}$	$\frac{92}{38}$	$\frac{9,7}{2,7}$	12,5	2,3
Биотитовые плагиогнейсы	4	$\frac{62}{36}$	$\frac{135}{28}$	$\frac{58}{25}$	$\frac{7,2}{2,5}$	$\frac{64}{21}$	$\frac{24,5}{8,5}$	8,6	2,3
Биотитовые мигматиты	5	$\frac{140}{74}$	$\frac{198}{64}$	$\frac{111}{36}$	$\frac{12,9}{2,7}$	$\frac{101}{19}$	$\frac{19,6}{7,8}$	10,8	1,8
Биотитовые мигматиты теневые	12	$\frac{148}{76}$	$\frac{209}{63}$	$\frac{86}{29}$	$\frac{13,9}{4,9}$	$\frac{94}{29}$	$\frac{9,6}{5,7}$	11,4	2,4
Биотитовые гранитогнейсы	6	$\frac{9,2}{5}$	$\frac{28}{7,3}$	$\frac{11,5}{5,4}$	$\frac{3,9}{3,1}$	$\frac{26}{25}$	$\frac{1,5}{0,6}$	2,3	2,4
Граниты (с реликтами магматических структур)	6	$\frac{147}{63}$	$\frac{202}{53}$	$\frac{94}{41}$	$\frac{17,3}{5,9}$	$\frac{115}{20}$	$\frac{6,6}{4}$	8,5	2,1
Гранодиориты (с реликтами магматических структур)	7	$\frac{97}{43}$	$\frac{147}{45}$	$\frac{94}{26}$	$\frac{9,3}{1,2}$	$\frac{89}{5,9}$	$\frac{32}{18,5}$	10,4	1,6
Пегматиты биотитовые безрудные	6	$\frac{16}{15,8}$	$\frac{35}{29}$	$\frac{13}{12,6}$	$\frac{22,8}{35}$	$\frac{48}{42}$	$\frac{2,2}{0,9}$	0,7	2,7
Амазонитовые пегматиты	1	—	—	—	8	20	3,0	—	—
Альбитизированные пегматиты	3	18	33	17	10,1	90	7,8	1,8	2,0
Базификаты	6	$\frac{70}{77}$	$\frac{80}{42}$	$\frac{52}{38}$	$\frac{5,2}{2,6}$	$\frac{50}{24}$	$\frac{27}{7,7}$	13,5	1,5

Породы	n	La	Ce	Nd	Yb	Y	Sc	La: :Yb	Ce:Nd
Зоны расслаивания: флогопит-кордиеритовые	7	237	248	144	19	109	11	12,5	1,7
		242	280	153	12	93	9		
двуслюдяные	7	103	157	75	10,7	74	9,2	9,6	2,0
		69	98	43	7	43	6,2		

Примечание. В знаменателе дроби — стандартные отклонения.

где сохраняются довольно основные плагиоклазы с прямой зональностью (от № 60—73 в ядре до № 35—47 по периферии), хотя возможно, что появление андезиновых внешних зон в данных плагиоклазах — проявление Na-метасоматоза.

Наиболее развиты на изученной площади мигматиты от грубополосчатых меланократовых разновидностей до темных лейкократовых гранито-гнейсов. По степени калишпатизации для более детального прослеживания поведения элементов при разной интенсивности процесса метасоматоза их можно условно разделить на три группы: содержащие до 30% калишпата, от 30 до 50% и больше 50%.

При микроклинизации всех разновидностей плагиопород наблюдается увеличение суммарного содержания РЗЭ. Рост концентраций РЗЭ происходит главным образом за счет цериевой подгруппы и иттрия (см. табл. 1). При этом возрастает величина отношения La/Yb и резко увеличивается дисперсия содержаний, что свидетельствует о неравномерном распределении РЗЭ в объеме породы. Увеличение концентраций РЗЭ явно связано с ростом количества акцессорных минералов при микроклинизации. Линзы и полосы микроклина сопровождаются скоплениями зерен сфена, апатита, ортита, циркона и магнетита. Такое полосчатое, неравномерное распределение в мигматитах главных концентраторов РЗЭ и обусловило высокие значения стандартных отклонений.

Об этом же свидетельствуют тесные корреляционные связи внутри лантаноидов и их практическое отсутствие с другими элементами. Были подсчитаны коэффициенты парной линейной корреляции между лантаноидами, петрогенными и 20 редкими элементами. В биотитовых, биотит-амфиболовых и гранат-силлиманитовых плагиогнейсах значимые связи наблюдаются в основном внутри группы РЗЭ. Они становятся все более тесными по мере усиления микроклинизации пород. В темных мигматитах кроме внутригрупповых связей появляются положительные связи с Na, Be и F и отрицательная — с Fe^{+3} , у Y, Yb и Nd — положительные с Fe^{+2} и Zn. В амфиболовых породах связи между РЗЭ практически отсутствуют из-за рассеяния по многим минералам и появляются при калишпатизации — по мере уменьшения количества темноцветных минералов. При этом характерно наличие тесных связей внутри цериевой и иттриевой групп лантаноидов и отсутствие связи между самими группами.

Скандий, близкий по свойствам к группе РЗЭ с усилением микроклинизации выносятся, не имея при этом значимых связей с лантаноидами. Он более тесно связан с группой железа, титаном, марганцем и магнием, т. е. с темноцветными минералами. И только в гранофировых гранитах, где Y и Yb теряют связь между собой и цериевой группой лантаноидов, у скандия устанавливается значимая положительная связь с неодимом ($r = +0,86$).

Как уже указывалось, для чуйской толщи Абчадско-Миньского междуречья характерны также высокие содержания Zr и Hf. В ортоамфи-

болитах и диоксидовых сланцах они так же, как и РЗЭ, лишь несколько превышают кларк основных пород, зато в плагиогнейсах в среднем составляют 0,1% Zr и 0,002% Hf, причем в отдельных пробах содержания циркония достигают 0,2—0,3%. Цирконий и гафний также являются типоморфными элементами щелочных пород, как интрузивных, так и метасоматических. Каковы соотношения этих элементов и лантаноидов? Содержания РЗЭ, повышенные уже в плагиопородах, продолжают увеличиваться по мере усиления микроклинизации пород в основном за счет элементов более щелочной цериевой подгруппы. Средние величины La/Yb отношений увеличиваются к тeneвым мигматитам (см. табл. 1). Однако большой разброс значений La : Yb отношения в выборках по плагиопородам и мигматитам делают эти изменения практически незначимыми. У циркония и гафния зависимости еще сложнее. При мигматизации гранат-спиллиманитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов, где концентрации Zr и Hf были очень велики, происходит снижение их содержаний. В мигматитах по биотитовым и амфиболовым гнейсам с более низкими исходными концентрациями Zr и Hf они повышаются. При этом увеличение или снижение абсолютных количеств Zr и Hf сопровождается относительным ростом значений более щелочного гафния. Оба отношения (La/Yb и Hf/Zr) должны были бы дать прямую корреляционную зависимость в процессе с растущей щелочностью. Однако зависимость эта проявлена весьма слабо (рис. 2), по-видимому, вследствие исходных различий в составе пород. Можно лишь констатировать, что в тeneвых мигматитах величина отношения Hf/Zr довольно велика, а La/Yb — мала. Разброс точек, отвечающий соотношениям величин Hf/Zr и La/Yb в гранитах, может свидетельствовать об образовании их путем плавления разных мигматитов, а не при кристаллизации единой магмы.

Полные спектры РЗЭ представлены в табл. 2. По ним можно проследить осо-

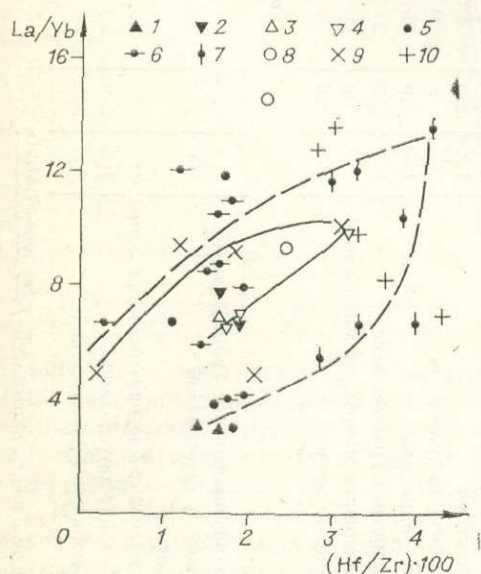


Рис. 2. Соотношение величин La/Yb и Hf/Zr.

1 — ортоамфиболиты и 2 — мигматиты по ним; 3, 4 — амфиболовые гнейсы (3) и мигматиты (4); 5 — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 6 — мигматиты; 7 — тeneвые мигматиты; 8 — эгириновые гранитогнейсы; 9 — микроклинизированные гранодiorиты; 10 — гранофировые граниты.

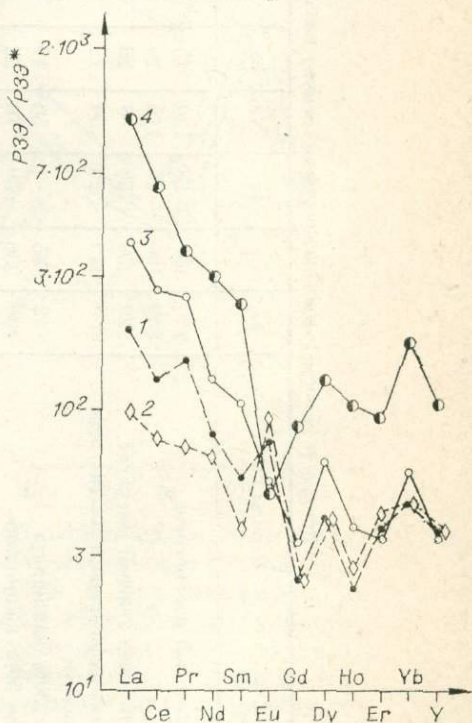


Рис. 3. Спектры РЗЭ, нормализованные по хондриту [18] для биотит-амфиболовых плагиогнейсов (1) и мигматитов по ним с > 30% калиевого полевого шпата (2), 40—50% (3) и > 50% (4).

Спектры редкоземельных элементов метасоматических мигматитов Кутимской глыбы, г/т

№ обр.	Породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	Σ	ΣCe	
															ΣY	σEu
АБ-119	Биотитовый плагиогнейс	120	190	28	120	15	8,3	9	16	2,7	8,0	10	100	627	3,1	2,24
АБ-198	» »	130	190	27	110	20	2,8	11	18	3,6	10	11	90	623,4	3,3	0,58
АБ-367	Биотитовый теневой мигматит	120	250	28	88	20	1,9	12	19	3,8	9,5	14	80	646,2	3,6	0,39
АБ-101	Биотит-амфиболовый плагиогнейс Мигматит:	60	110	<20	50	12	5,6	<10	15	1,7	<8	8	67	~360	2,3	1,85
АБ-360	<30% калишпата	42	95	—	50	10	7	<10	15	2,0	9	10	67	~315	1,7	3,00
АБ-372	до 50% калишпата	130	230	30	76	22	4,1	11	20	2,8	7,5	10	63	606,4	2,6	0,80
АБ-7	теновой, >50% калишпата	360	540	44	180	50	3,7	28	39	7,6	19	30	190	1491,3	3,7	0,31
АБ-199	Амфиболовый плагиогнейс	100	140	<20	76	19	2,8	<10	15	1,7	<8	10	60	~458	3,4	0,63
АБ-209	Мигматит:															
	амфиболовый	180	240	30	120	21	3,6	9	13	2,5	12	6,5	87	724,6	4,5	0,76
АБ-426	теновой	120	280	<20	100	25	2,9	16	23	4,4	12	10	96	709,3	3,3	0,46
АБ-78	с эгирин-диопсидом	67	110	<20	57	14	2,7	9	17	3,2	<8	14	85	396,9	1,9	0,77
АБ-83	с андрадитом	140	210	25	90	21	2,1	18	19	3,9	10	19	105	663	2,7	0,36
АБ-85	Эгириновый гранитогнейс	140	250	27	110	21	2,3	13	15	3,7	10	16	100	708	3,4	0,44
АБ-5	Гранодиорит микроклинизированный	87	96	<20	80	16	12	<10	15	2,7	13	7,1	63	421,8	2,4	3,2
АБ-22	Гранит-порфир	150	290	32	100	21	2	14	19	3,8	10	15	90	746,8	3,9	0,36
<i>Зоны расслаивания</i>																
АБ-90	Катаклазированный гранофировый гранит с флогопитом Слапец:	160	270	32	110	22	3,1	18	23	4,3	13	19	110	784,4	3,1	0,52
АБ-87	мусковит-флогопитовый (ось зоны)	160	220	49	110	27	2,8	12	17	3,5	16	13	103	705,3	3,4	0,45
АБ-273	хлорит-двуслюдяной	150	170	23	100	19	3,9	8	11	3,2	10	10	80	588,1	3,7	0,88
АБ-274	кордиерит-двуслюдяной	640	950	80	320	45	27,0	30	30	5,1	13	15	140	2295,1	7,8	2,4

Примечание. $\sigma Eu = Eu/Eu^* / \frac{Sm/Sm^* + Gd/Gd^*}{2}$

бенности изменения соотношений отдельных элементов и подгрупп лантаноидов. На рис. 3 нанесены нормализованные по хондритам спектры РЗЭ/РЗЭ* для биотит-

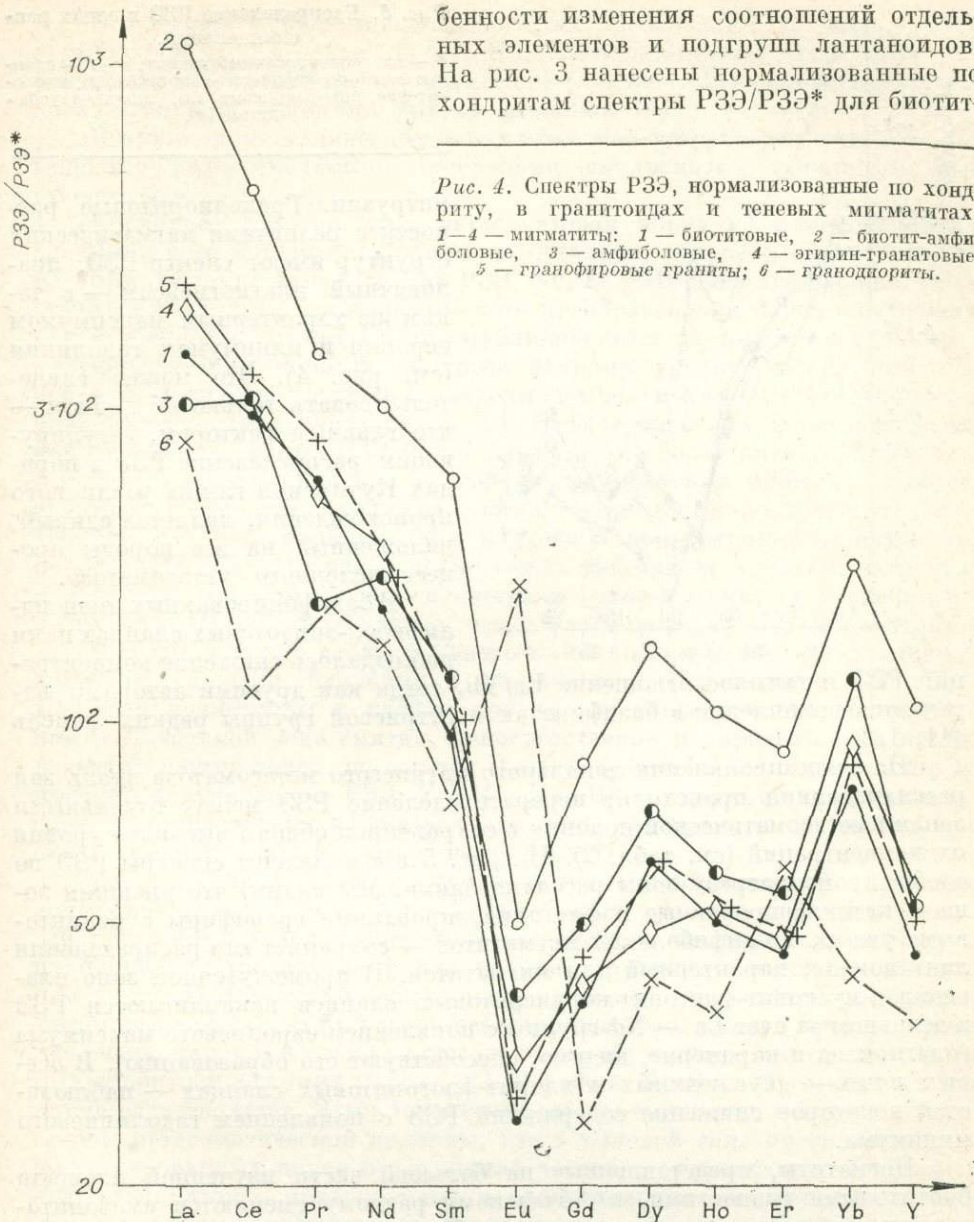


Рис. 4. Спектры РЗЭ, нормализованные по хондриту, в гранитоидах и тневых мигматитах. 1—4 — мигматиты: 1 — биотитовые, 2 — биотит-амфиболовые, 3 — амфиболовые, 4 — эгирин-гранатовые; 5 — гранофировые граниты; 6 — гранодиориты.

амфиболовых плаггиогнейсов и последовательных этапов их калишпатизации. Наиболее характерным для плаггиогнейса и начального этапа его микроклинизации является европиевый максимум и два минимума — гадолиния и гольмия. Высокие концентрации Eu обусловлены большим количеством плаггиоклаза — селективного концентратора этого элемента. При массовом замещении плаггиоклаза микроклином европиевый максимум выравнивается, уменьшаются минимумы Cd и Ho и в тневых мигматитах, одновременно с интенсивным ростом концентраций группы La — Sm и относительно меньшим увеличением Dy — Yb возникает глубокий европиевый минимум и второй минимум — по эрбию. Этот тип спектра лантаноидов одинаков для тневых мигматитов по всем разностям пород (рис. 4), расположенных на площади между речья Абчады и Бол. Мини. Точно такой же спектр РЗЭ и уровень их концентраций имеют гранофировые граниты и гранит-порфиры Абчадской

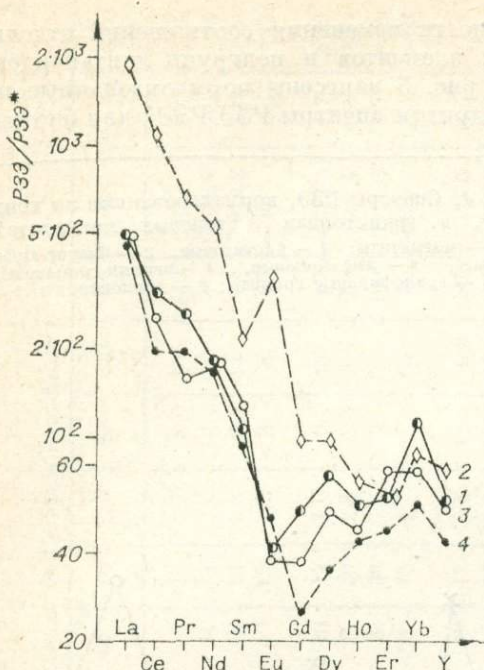


Рис. 5. Распределение РЗЭ в зонах рассланцевания.

1 — катаклазированный гранит; 2—4 — сланцы: флогопит-кордиерит-кварцевые (2), мусковит-флогопит-кварцевые (3), хлорит-двуслюдяные (4).

интрузии. Гранодиоритовые разности с реликтами магматических структур имеют спектр РЗЭ, аналогичный плагииогнейсам — с таким же характерным максимумом европия и минимумом гадолиния (см. рис. 4). Это может свидетельствовать только об одном — что главным фактором, регулирующим распределение РЗЭ в породах Кутимской глыбы различного происхождения, является единый, наложенный на все породы процесс щелочного метасоматоза.

В базифицированных диопсид-амфибол-эпидотовых сланцах нами наблюдалось снижение концентраций РЗЭ и высокое отношение La/Yb , тогда как другими авторами отмечается накопление в базификатах и иттриевой группы редких земель [11, 13].

На этапе проявления локального магниевого метасоматоза вдоль зон рассланцевания происходит перераспределение РЗЭ между отдельными зонами метасоматической колонки с сохранением общего высокого уровня их концентраций (см. табл. 2). На рис. 5 представлены спектры РЗЭ по обобщенному разрезу зоны рассланцевания. Мы видим, что внешняя зона — катаклазированные и флогопитизированные гранофиры с реликтовыми участками амфиболовых мигматитов — сохраняет тип распределения лантаноидов, характерный для мигматитов. В промежуточной зоне плагноклаз-мусковит-флогопит-кордиеритовых сланцев накапливаются РЗЭ в основном за счет $La - Nd$ -группы с появлением европиевого максимума (плагноклаз и кордиерит, видимо, способствуют его образованию). В осевых зонах — двуслюдяных и хлорит-флогопитовых сланцах — наблюдается некоторое снижение содержаний РЗЭ с появлением гадолиниевого минимума.

Пегматиты, представленные на большей части изученной площади биотитовыми разностями, к Абчадскому разлому сменяются амазонитовыми и альбитизированными жилами с берилл-касситерит-редкоземельной акцессорной минерализацией. Они имеют очень разные валовые содержания РЗЭ.

Нами проанализированы в основном мелко- и среднезернистые участки зон первичной кристаллизации пегматитов и только для альбитизированных разностей — зоны сахаровидной альбитизации с реликтами микроклинового пегматита. Биотитовые пегматиты без ортита и ксенотима имеют низкие содержания РЗЭ и цериевых лантаноидов в особенности. Элементы только иттриевой подгруппы содержат амазонитовые пегматиты. Биотитовые пегматиты с вкрапленностью ортита и ксенотима в мелкозернистых зонах дают высокие концентрации РЗЭ — до 300—445 г/т ($La + Ce + Nd + Yb + Y$). Факторы, обусловившие либо раннюю кристаллизацию ортита и ксенотима, либо кристаллизацию их в крупнокристаллических зонах жил, неясны.

В среднем в биотитовых пегматитах преобладают иттриевые РЗЭ, и отношение La/Yb падает до 0,7. В альбитизированных пегматитах концентрации РЗЭ также достаточно высоки (см. табл. 2) по сравнению с аналогичными образованиями других регионов [6].

В крупнокристаллических зонах этих жил встречаются участки, обогащенные редкоземельными минералами (самарскитом, приоритом, фергусонитом и т. д. [7]).

Поскольку незатронутых метасоматозом пород на площади Абчадско-Миньского междуречья почти не осталось, вопрос о происхождении необычно высоких концентраций РЗЭ, Nb, Zr и Hf решается сложно. Следствие ли это только метасоматического преобразования пород или первичная особенность толщи? Среди опубликованных данных по осадочным и метаморфическим породам аналогов данному уровню содержаний РЗЭ почти не нашлось. Осадочные породы обычно имеют значительно более низкие содержания лантаноидов [2]. В фанерозойских метаморфических породах концентрации РЗЭ также существенно более низкие [2]. Только в некоторых докембрийских и особенно в архейских гнейсах и сланцах суммарное содержание редкоземельных элементов может достигать 380—450 г/т, что уже приближается к уровню концентраций в изученных породах [14, 19]. Правда, в цитируемых работах не указано, затронуты или нет данные метаморфиты процессами гранитизации, да и содержание в них Zr и Hf в 2—5 раз ниже, чем в плагиопородах Кутимской глыбы.

Выходы чуйской серии в Северо-Байкальском нагорье характеризуются нормальными, близкими к кларковым, содержаниями РЗЭ, Zr и Hf. Зато гранитоиды и гнейсы других стратиграфических подразделений в Даванской зоне смятия, непосредственно на продолжении полосы развития наших пород, по данным В. Н. Собаченко [12], имеют такие же высокие концентрации РЗЭ, Zr, Hf, Nb. Их содержания повышены и в среднепротерозойских эффузивах ажитканской серии, и во многих массивах гранитоидов ирельского комплекса [15].

Все эти образования контролируются единой системой глубинных долгоживущих разломов Саяно-Байкальского краевого шва. И все они в той или иной степени подверглись воздействию щелочного метасоматоза, проявившегося в виде микроклинизации, гастингситизации и альбитизации пород. В Даванской зоне смятия, где зона разломов наиболее узка и тектонический режим был наиболее напряженным, данный процесс проявлен очень широко, и после калиевого этапа образуются зоны редкометалльных альбитизированных пород [12]. В районе Кутимской глыбы сеть разломов разветвляется. Здесь мы имеем дело, по-видимому, с более глубоким срезом метасоматической колонны, где в тыловой зоне интенсивно калишпатизированных пород происходило частичное плавление с появлением дифференциатов — амазонитовых и альбитизированных пегматитов, аналогов участков альбитизации зоны смятия. Их редкометалльно-редкоземельная минерализация полностью отвечает геохимической специализации вмещающих метасоматитов и имеет тот же источник.

Поведение в данном процессе РЗЭ повторяет основные закономерности, присущие этим элементам при магматической дифференциации щелочных комплексов и образовании связанных с ними щелочных метасоматитов. Ранние стадии — образование плагиомигматитов со щелочными темноцветными минералами — характеризуются спектрами РЗЭ, близкими к ранним монотонитовым и сиенитовым фазам щелочных комплексов [1] и фенитизированным породам с пониженным отношением La/Yb (3—8), ярко выраженным европиевым максимумом при повышенной сумме РЗЭ. Нарастание степени микроклинизации с образованием теневых мигматитов граносиенитового состава, несмотря на калиевую специфику, сопровождается интенсивным увеличением концентраций РЗЭ с опережающим ростом содержаний легких лантаноидов ($La/Yb = 11-12$) и

прогрессирующим дефицитом Eu (σ Eu снижается до 0,3—0,4, см. табл. 2). Такое же распределение РЗЭ характерно для тыловых колонок щелочных метасоматитов и средних фаз щелочных интрузивных комплексов. Поздние дифференциаты обогащаются более тяжелыми лантаноидами [9], как и пегматиты Абчады, являющиеся дифференциатами анатектических выплавов из щелочных метасоматитов ($La/Yb = 0,7-1,8$).

Соотношения La и Yb, Hf и Zr сближаются в теневых мигматитах по различным типам метаморфических пород и определяются активностью этих компонентов в щелочных растворах, производящих метасоматоз. Совместное повышение концентраций РЗЭ (особенно легких лантаноидов) с содержаниями Ta, Nb, Zr, Hf является характерным признаком ювенильных высокотемпературных щелочных флюидов [8]. О глубинном источнике растворов свидетельствуют также их связь с глубинными разломами и региональное развитие процесса метасоматоза. Формами переноса многовалентных катионов могли служить фторидные комплексы, устойчивые в щелочной среде. В породах мигматитового комплекса Кутимской глыбы широко развиты зоны флюоритизации.

О поведении РЗЭ в процессах гранитизации (как о выносе РЗЭ при мигматизации пород [6], так и о привносе, особенно цериевой группы РЗЭ [11, 13]) в литературе встречаются противоречивые выводы. Изучение распределения РЗЭ в трех гранитизированных комплексах — хамардабаском умеренных давлений и чуйском и абчадско-миньском низких давлений — показало, что поведение РЗЭ зависит от условий гранитизации и от степени участия ювенильных растворов. В хамардабаском комплексе гранитизация проходила изохимически с минимальной долей участия глубинных растворов [5]. Там наблюдается слабое снижение концентраций РЗЭ в мигматитах, обогащение цериевыми РЗЭ первых анатектических выплавов с выносом легких лантаноидов при дифференциации анатектических расплавов [6]. В чуйской толще Северо-Байкальского нагорья с увеличением роли метасоматоза при гранитизации пород отмечается тенденция к накоплению РЗЭ в мигматитах. Гранитизация пород Кутимской глыбы проходит при широком участии и высокой щелочности глубинных флюидов и характеризуется интенсивным накоплением РЗЭ. Этот процесс здесь носит региональный характер и является рудогенерирующим для РЗЭ и группы высоковалентных редких металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашиов Ю. А. Эволюция состава и содержаний редкоземельных элементов в интрузивных фазах Левозерского щелочного массива (Жольский полуостров). — Геохимия, 1962, № 3, с. 207—219.
2. Балашиов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
3. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
4. Дворкин-Самарский В. А. Новая провинция редкометалльных пегматитов в Северном Прибайкалье. — В кн.: Доклады на Бурятском региональном совещании по развитию производительных сил Восточной Сибири. Улан-Удэ, 1958, с. 31—43.
5. Макрыгина В. А. Эволюция состава флюидов в процессах метаморфизма, гранитизации и пегматитообразования в Центральном Хамар-Дабане. — В кн.: Ежегодник-1977. СибГЕОХИ, Иркутск, 1979, с. 97—102.
6. Макрыгина В. А., Бакшеев С. А., Смирнова Е. В. Редкоземельные элементы в процессах метаморфизма и гранитизации умеренных давлений. — Геохимия, 1979, № 2, с. 163—174.
7. Мануйлова М. М., Васьковский Д. И., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.—Л.: Наука, 1964. 225 с.
8. Минеев Д. А., Осокин Е. Д. Предварительные данные о распространенности и распределении РЗЭ в нефелиновых снититах разных генетических типов. — В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973, с. 161—171.

9. Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах.— *Геохимия*, 1959, № 4, с. 291—309.
10. Петров Б. В., Макрыгина В. А. *Геохимия метаморфизма и ультраметаморфизма*. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
11. Петрова З. И., Пожарицкая Л. К. *Геохимия процессов ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах*.— В кн.: Труды I Международного геохимического конгресса. Т. III. Кн. 2. М.: Наука, 1972, с. 182—193.
12. Собаченко В. Н., Костюкова Е. С., Кузнецова А. И., Легейдо В. А., Новиков В. М., Петров Л. Л., Смирнова Е. В., Цыханский В. Д. *Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Даванской и Приморской зон глубинных разломов Прибайкалья*.— *Геохимия*, 1974, № 2, с. 233—242.
13. Тихомирова Н. И. О распределении редких элементов в метаморфических и гранитизированных породах Ильмено-Кундровинского комплекса на Урале.— В кн.: Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М.: Наука, 1969, с. 58—78.
14. Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных горных породах.— В кн.: *Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса*. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 20—35.
15. Флерова К. В. Поведение редких элементов в процессе метасоматически-паллированного образования гранитоидов. (Зап. Прибайкалье) — В кн.: Труды I Международного геохимического конгресса. Т. III. Кн. 2. М.: Наука, 1972, с. 194—205.
16. Фон-Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов.— В кн.: *Природа метаморфизма*. М.: Мир, 1967, с. 211—226.
17. Эмиссионный спектральный анализ геохимических проб. Новосибирск: Наука, 1976, с. 198—228.

В. А. Ширяева, Б. М. Шмакин

СОСТАВ ОРТИТОВ ИЗ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Ортит — самый распространенный из редкоземельных минералов пегматитов, встречающихся вдоль всего северо-западного берега Байкала и на участке его южного берега от пос. Култук до устья р. Селенги. Среди этих пегматитов выделяются по специализации и промышленному использованию мусковитовые и керамические пегматитовые жилы. Однако основная их часть может быть названа либо неспециализированными, либо редкоземельными пегматитами, поскольку в качестве аксессуарных минералов в них постоянно встречаются ортит, бетафит, фергусонит. Кроме того, существенные примеси иттрия и лантаноидов наблюдаются в составе граната, сфена, апатита, магнетита и других пегматитовых минералов.

В последнее время среди редкоземельных пегматитов стали выделять две группы [11]: уран-редкоземельную, характерную для больших глубин и соответствующую формации редкоземельных пегматитов в понимании А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова [3], и ниобий-редкоземельную (ниобий-иттриевую), характерную для гипабиссальных гранитных комплексов. Ортит встречается в составе пегматитов обеих групп, и мы уже имеем возможность сравнить спектры редкоземельных элементов в ортитах из пегматитов различной глубины образования [4].

Изучение ортита из пегматитовых жил Восточной Сибири служило предметом исследования ряда авторов. Еще В. И. Вернадский указывал на широкое распространение ортита в магматических и метаморфических породах Сибири. Ортит из пегматитовых жил Слюдянки исследовался С. С. Смирновым, А. И. Сулоевым, Б. А. Гаврусевичем. Подробное описание этого минерала для Слюдянского района дано П. В. Калининым [7].

Настоящая работа предпринята с целью подробного изучения состава ортита, включая определение индивидуальных лантаноидов и иттрия, из различных по специализации и возрасту пегматитовых жил. Объектами исследования послужили пегматиты двух районов Прибайкалья: Приольхонья — в центральной части северо-западного побережья озера [5, 8, 16] и района Слюдянского флогопитового месторождения на юго-западном окончании озера [6].

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

Пегматиты Приольхонья по времени образования подразделяются на допалеозойские и палеозойские. Среди первых имеются пегматитовые жилы метаморфического и магматического генезиса, причем все крупные тела образовались в результате внедрения магматических расплавов. Именно к таким относится крупное секущее пегматитовое тело жилы 7 в пади Иликсин, залегающее в габбро-диоритах Бугульдейского массива. Это крутопадающее линзообразное тело длиной около 200 м и мощностью до 25 м, изученное на нескольких горизонтах благодаря хорошей обнаженности. В нижней части жила сложена графическим микроклиновым пегматитом. В нем часты тонкие лейсты биотита, изредка встречается гранат. В средней части жилы преобладает апографический пегматит, а графический находится в нем в виде реликтов. В апографическом пегматите наблюдается и калиевый полевой шпат, и плагиоклаз, биотит образует здесь утолщенные лейсты, а кроме того, имеются мусковит, гранат, турмалин. Именно в этом пегматите встречается ортит: крупные (до 10 см длиной) кристаллы пластинчатой формы, иногда несколько изогнутые (табл. 1 обр. 1П), а также более мелкие (до 5—6 см) кристаллы с округлым или овальным сечением (см. табл. 1, обр. 2П). Обе разновидности черного цвета, со смоляным блеском на изломе. В верхней части жилы 7 наблюдается альбитовый пегматит с характерным для редкометаллических пегматитов набором акцессорных минералов (полихромный турмалин, воробьевит, лепидолит). Однако объем альбитовой зоны невелик, и средние содержания элементов-примесей в жиле близки к кларковым для гранитных пегматитов [8].

Вторая жила, из которой происходят изученные образцы ортита, — жила Хлопинитовая в окрестностях улуса Таловка (верховья р. Мал. Бугульдейка). Это секущее линзовидное инъекционное тело в габброидах с хорошо выраженной поперечной зональностью. Оно относительно небольших размеров, примерно 60×15 м. Главную его часть составляет графический калишпатовый пегматит с крупными лейстами биотита и наложенными зонами кварц-мусковитового замещения. Именно к таким зонам и приурочены разнообразные акцессорные минералы: гранат, обычно в виде субграфических кварц-гранатовых срастаний, турмалин, магнетит, берилл, хлопинит (разновидность эксенита), колумбит и ортит. Последний образует пластинчатые кристаллы до 7 см длиной при сечении до 10×2 мм с характерным смоляным блеском на изломе. Все кристаллы ортита окружены «рубашками» ржаво-бурого цвета. В пробу (обр. 3П, см. табл. 1) отбирался, как и во всех других случаях, лишь свежий ортит, не подвергшийся процессам изменения. Кроме зоны графического пегматита, в жиле Хлопинитовая имеются небольшое кварцевое ядро, окруженное идиоморфными кристаллами калишпата, и внешняя кайма гранитовой структуры, в которой плагиоклаз преобладает над калишпатом.

Образцы 4П и 5П (см. табл. 1) происходят из типичных для Приольхонья неспециализированных пегматитовых жил верхнепротерозойского возраста, образовавшихся в условиях больших глубин [5]. Это синекладчатые и постсекладчатые магматические пегматиты, генетически

связанные с хайдайскими гранитами или с аналогичными им гранитами Западного Прибайкалья. Образец 4П взят из синекладчатой согласной жилы, залегающей в гнейсах в крыле антиклинальной складки. Преобладает апографическая структура пегматитового тела. Из полевых шпатов главное значение имеет микроклин, в жиле имеются биотит, гранат, а в зонах замещения — мусковит, турмалин, ортит и циркон. Проба 5П происходит из постскладчатого продольно-секущего пегматитового тела. Калишпат здесь также преобладает, вмещающими породами являются гнейсы. Кроме апографической структуры, развиты графическая и блоковая (в центральной части жилы). Пегматиты подверглись процессам переработки постмагматическими процессами: кварц-мусковитовому замещению и альбитизации. Акцессорные минералы представлены гранатом, апатитом, турмалином, ортитом, бериллом.

Палеозойские пегматиты относятся к герцинскому тектоно-магматическому этапу и связаны генетически с Аинской гранитной интрузией [16]. Пегматитовые тела встречаются и в пределах гранитного массива, и далеко за его контурами. Анализировавшиеся ортиты происходят из жилы амазонитовых пегматитов Северная, залегающей в известном таже-ранском комплексе мраморов и нефелиновых сиенитов, и жилы Береговушка, залегающей в меланократовых породах типа амфиболитов. Первая жила — секущее зональное тело средних размеров (мощностью 15 м) с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом (как и в описанных выше допалеозойских жилах). Ортит приурочен преимущественно к зоне графических и апографических сростаний калишпата с кварцем, окаймляющей крупноблоковое ядро. Он образует крупные (до 6 см в длину) пластинчатые кристаллы (обр. 6П, см. табл. 1). Из других акцессорных минералов в пегматитах встречаются турмалин, гранат, берилл, сфен, магнетит, циркон, менделеевит (разновидность бетафита).

Жила Береговушка имеет малую мощность (50—80 см), сопровождается многочисленными апофизами мощностью 5—10 см. Плагиоклаз в ней резко преобладает над калиевым полевым шпатом, кварца мало. Зональность в жиле не проявлена. Основную ее массу составляет среднезернистый неяснографический пегматит с лейстами биотита и небольшими биотитизированными ксенолитами амфиболита. В эндоконтакте имеются кристаллики амфибола, ориентированные перпендикулярно поверхности контакта. Ортит образует крупные, нередко чуть изогнутые кристаллы толщиной до 1,5—2 см при длине 10—15 см (см. табл. 1, обр. 7П). Сечение их округлое, более или менее изометричное. В апофизе кристаллы гораздо более мелкие (до 4 см в длину) и прямые (обр. 8П, см. табл. 1). Кроме ортита, в пегматите встречаются сфен и магнетит.

Пегматиты Слюдянского района принято считать докембрийскими, хотя определения абсолютного возраста по пегматитовым минералам дают цифры порядка 400—500 млн. лет. В отличие от крупных даек так называемых гранит-пегматитов (ортотектитов), которые подвергаются замещению в процессе образования флогопитоносных магнезиальных скарнов, собственно пегматитовые жилы в ряде мест пересекают флогопитоносные породы. Среди пегматитов выделяются две группы: микроклиновые и шерл-мусковитовые пегматиты, причем ортит встречается только в первых.

Для микроклиновых пегматитов характерны зональные тела обычно линзообразной формы, залегающие вкрест простирания вмещающих метаморфических пород. Как правило, пегматитовые жилы имеют кварцевое ядро, окруженное крупными кристаллами калиевого полевого шпата, а вокруг него — зоны пегматоидной и графической структуры. Пегматитовые жилы разнообразны по составу темноцветных и акцессорных минералов, и среди них выделяются следующие разновидности: титанит-пироксеновые, кальцит-андрадит-пироксеновые, ортит- и бетафит-биоти-

Химический состав ортитов

Компоненты	Приольховые							
	1П	2П	3П	4П	5П	6П	7П	8П
SiO ₂	34,43	33,89	34,20	31,40	30,40	31,40	29,40	30,00
TiO ₂	0,16	0,17	0,11	0,22	0,34	1,20	1,38	1,66
Al ₂ O ₃	19,06	19,56	19,12	18,03	18,18	13,63	13,33	12,38
Fe ₂ O ₃	5,50	4,36	6,13	15,77	14,69	11,47	18,12	7,64
FeO	6,90	7,59	5,54					
TR ₂ O ₃ +ThO ₂	14,32	13,99	14,19	18,84	17,56	17,07	22,61	22,37
MnO	0,58	0,57	0,67	0,60	0,40	1,44	1,00	0,70
MgO	0,72	0,79	0,65	0,82	1,12	0,65	0,67	0,71
CaO	16,43	15,57	17,09	10,61	9,76	11,01	8,62	9,13
Na ₂ O	Не обн.	0,07	0,03	0,24	Не опр.	0,21	0,24	0,25
K ₂ O	0,03	0,16	0,07	0,29	»	0,26	0,38	0,26
H ₂ O ⁺	2,55	3,30	1,70	2,70	»	4,16	3,70	4,30
F	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,10	0,10	0,15	0,10	0,10
Σ с погр.	100,68	99,96	99,50	99,58		99,05	99,51	99,51
ThO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,34	0,71	1,04	1,11	1,02

Примечание. Здесь в табл. 2, 3: 1П — пластинчатые кристаллы из жилы 7 пади Илик; 4П — согласная инъекционная жила возле оз. Намши-Нур; 5П — продольносекущая жила в районе 8П — апофиза жилы Береговушка. 1С — секущая жила, рудник 2; 2С — копь Якунина; 3С — копь кие кристаллы в плагиоклазовом графическом пегматите; 5С — та же копь, пегматоидная зона (из копь Кабера-II, псевдоморфоза ортита по гранату.

товые [6]. Первые две разновидности встречаются в доломитах: кварц-диоксидовых и кварц-апатит-диоксидовых породах, вторые две характерны для пегматитовых тел, залегающих в гранитах и гнейсах.

Проанализированные образцы ортита происходят преимущественно из ортит- и бетафит-биотитовых жил (см. табл. 1). Следует остановиться на характеристике пегматитовых тел, ранее не подвергавшихся минералогическому изучению. Образец 1С взят на бровке карьера рудника 2 из жилы, пересекающей флогопитоносную зону и вмещающие ее пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. Жила имеет небольшую мощность: до 1,5—2 м. В ее строении участвуют существенно плагиоклазовый пегматит гранитовой структуры (эндоконтакт), графический микроклиновый пегматит и центральная зона пегматоидной структуры с крупными обособлениями дымчатого кварца, кристаллами калишпата (нередко амазонитовой окраски) и плагиоклаза. Все упомянутые минералы пересекаются лейстами биотита. Обильна аксессуарная минерализация: турмалин, магнетит, сфен, ортит, циркон. Ортит образует кристаллы пластинчатой формы длиной до 5 см и сечением до 3×10 мм. Жила относится к ортит-биотитовой разновидности по классификации П. В. Калинина [6]. Образцы 2С—6С отобраны из хорошо известных по описаниям этого же автора пегматов копей Якунина и Пилипенко, относящихся к бетафит-биотитовой разновидности, и копи Мейстера, сложенной ортит-биотитовым пегматитом.

Впервые проанализирован ортит из амазонитовых пегматитов правобережья р. Бол. Быстрая (Комарский хребет). Здесь имеются крутонадающие пегматитовые жилы, достигающие нескольких десятков метров в длину при мощности до 10 м. Жилы хорошо вскрыты крутыми бортами и тальвегами верхних частей притоков р. Бол. Быстрая. Пегматитовые тела зональные, имеют кварцевые ядра (мощностью до 3 м), окруженные крупными кристаллами калиевого полевого шпата (высотой до 1 м). Многие из

Прибайкалья, вес %

	Слюдянка							
	1С	2С	3С	4С	5С	6С	7С	8С
	32,90	31,84	31,56	31,82	31,87	32,41	30,80	30,97
	0,73	0,93	0,96	0,87	0,86	1,08	1,15	0,63
	15,91	15,27	14,83	16,02	16,80	15,68	13,86	10,78
	4,40	3,60	3,49	3,26	3,01	6,12	10,33	15,10
	9,78	11,04	11,32	10,97	11,52	8,44	6,82	11,13
	18,65	22,09	22,20	21,10	19,94	21,00	20,81	20,00
	0,46	0,60	0,59	0,64	0,65	0,28	0,49	0,25
	1,21	1,35	1,57	1,16	1,16	1,07	0,80	0,19
	13,18	10,73	10,97	11,17	10,97	11,90	11,60	10,00
	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,06	0,09	0,01
	0,09	0,09	0,07	0,09	0,12	0,10	0,06	0,02
	2,50	2,30	2,32	2,90	2,95	2,02	2,87	1,47
				Не обнаружен				
	99,86	99,88	99,92	100,03	99,91	100,16	99,68	100,55
	2,59	1,55	1,71	1,68	1,36	Не опр.	Не опр.	Не опр.

син; 2П — кристаллы с округлым или овальным сечением из той жилы; 3П — жила Хлопништовая; не залива Мухор; 6П — жила Северная, Тажеранский массив; 7П — жила Береговушка, там же Пилипенко, крупные кристаллы в микроклиновом графическом пегматите; 4С — та же копь, мелколлекция П. В. Калинина; 6С — Мейстера, 7С — амазонитовая жила на р. Бол. Быстрая; 8С —

этих кристаллов целиком или частично амазонитовые. Вокруг ядра обычно располагается пегматоидная зона, а основная часть жил сложена графическим и апографическим калишпатовым пегматитом. Кварц ядра, как правило, дымчатой, реже розовой окраски. В пегматитах содержится биотит, из аксессуарных минералов — магнетит, сфен, бетафит (?). Ортит (обр. 7С, см. табл. 1) встречен в составе эндоконтактной оторочки самой крупной жилы, имеющей гранитовую структуру и плагиоклаз-калишпатовый состав полевых шпатов. Вмещающие породы — меланократовые пироксен-амфиболовые гнейсы.

Наконец, последний из изученных образцов ортита (8С, см. табл. 1) происходит из пегматитовой жилы Кабера-II, которая является (как и известная по работам П. В. Калинина жила Кабера-I) типичной представительницей титанит-пироксеновой разновидности пегматитов. Мощность жилы 2 м, видимая длина порядка 10 м, залегают она в кварц-диоксид-апатитовых породах. В центре имеется крупноблоковое кварц-микроклиновое ядро, а вокруг — среднезернистый пегматит с преобладанием плагиоклаза. Возле контактов в пегматите много пироксена, сфена и циркона. Секущие лейсты биотита встречаются по всей мощности жилы. В зоне альбитизации, развитой вокруг кварц-микроклинового ядра, приурочены крупные кристаллы граната (до 4 см в поперечнике). Часть их замещена ортитом — вплоть до образования псевдоморфоз ортита по гранату. Именно из таких псевдоморфоз и отобрана проба 8С.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Анализ ортита обычно проводится по схемам, разработанным для сложных редкометалльных минералов [9]. Эти схемы трудоемки и длительны. По сравнению с ними спектрофотометрические методы определения

Si, Al и Ti и метода атомной абсорбции для Ca, Mg, Mn, Fe значительно сокращают время выполнения анализа, не влияя при этом на его точность и требуют гораздо меньшего количества материала.

Навеска тонкоизмельченного минерала 0,10 г сплавляется в платиновом тигле с 3 г смеси (1 часть $\text{Na}_2\text{B}_2\text{O}_7$ и 2 части Na_2CO_3). Сплав растворяется в 100 мл HCl (1 : 3), конечный объем раствора 500 мл (сохраняется в полиэтиленовой посуде). Определение Si, Al и Ti выполняется на спектрофотометре СФ-16 из аликвотных частей полученного раствора: Si — по образованию восстановленной кремнемолибденовой гетерополиокислоты; Al — по реакции с алюминоном; Ti — по реакции с диантипирилметаном. Определение Si и Al может быть выполнено и методом атомной абсорбции в пламени ацетилен — закись азота.

Определение Ca, Mg, Mn и $\text{Fe}_{\text{общ}}$ выполняется методом атомной абсорбции в пламени ацетилен — воздух. Для исключения влияния мешающих элементов в мерную колбу на 50 мл вводится 10 мл раствора хлористого лантана (5%-ный раствор по La).

Вторая навеска минерала 0,10 г разлагается в платиновой чашке смесью фтористоводородной и хлорной кислот, остаток растворяется в 20 мл HCl (1 : 1). Объем раствора доводится водой до 100 мл и сохраняется в полиэтиленовой посуде. Определение K и Na выполняется методом атомной абсорбции в воздушно-пропан-бутановом пламени после разведения второго раствора водой (1 : 10).

В качестве стандартных были применены два образца ортита, неоднократно проанализированные в лаборатории (внутренние стандарты).

Определение закиси железа и связанной воды проводилось из отдельных навесок по рекомендованным методикам [1]. Фтор определен из первого раствора по методике, разработанной в институте [10].

Определение РЗЭ велось из отдельной навески минерала непосредственным разложением плавиковой кислотой и выделением РЗЭ по фторидной схеме [10]. Содержание иттрия и отдельных лантаноидов после хроматографического разделения на бумаге определялось методом обратного комплексометрического титрования [2]. Ошибка метода составляет ± 10 —30 отн. % в зависимости от содержания компонента.

Определение концентраций тория в части образцов выполнено также из отдельной навески методом рентгеноспектрального анализа.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

По изложенной методике было проанализировано 8 образцов из пегматитовых жил Слюдянки и 8 образцов ортита из пегматитов Приольхонья (см. табл. 1). Анализы были пересчитаны на кристаллохимическую формулу по катионному методу (табл. 2). В основном пересчет показал хорошее соответствие состава ортитов формуле минерала.

Сопоставление данных химического анализа позволяет выявить общие закономерности, а также различия в составе ортитов из пегматитов Слюдянки и Приольхонья. Довольно широкий разброс цифр по отдельным компонентам в пределах одного региона можно объяснить сложностью состава ортита, допускающего разнообразные изоморфные замещения.

Пегматиты Приольхонья, из которых отобраны ортиты, различаются по глубине формирования, принадлежности к различным структурно-генетическим группам, а также по минеральному составу [5, 8, 16]. Все эти факторы, естественно, не могут не сказаться на составе ортитов. Ортитам из палеозойских пегматитов Тажерана по сравнению с ортитами из допалеозойских пегматитов свойственны более высокие содержания титана (в 5—6 раз), марганца, суммы РЗЭ, трехвалентного железа, а также калия и натрия (почти на порядок) и более низкие содержания алюминия и кальция.

Фтор обнаружен в составе ортита как более древних, так и молодых пегматитов только в Приольхонье (см. табл. 1, обр. 4П—8П). Однако его количество очень мало и весьма далеко до предела изоморфной емкости минерала, судя по недавно обнаруженному в Индии фтористому ортиту с 1,1% F [19].

Наблюдаются некоторые особенности состава ортитов при сравнении образцов Приольхонья и Слюдянки. Так, при почти одинаковом количестве кремния и кальция, количество титана в ортитах из допалеозойских пегматитов Приольхонья значительно ниже, чем в ортитах Слюдянки, а трехвалентного железа, наоборот, выше в два раза. Количество алюминия и марганца выше, а двухвалентного железа, магния и суммы РЗЭ ниже в ортитах из пегматитов Приольхонья.

Для наглядного изображения особенностей составов ортитов исследуемых объектов был построен коррелятивный график отношений элементов,

Таблица 2

Результаты пересчета анализов ортитов на

Элемент	Приольхонье						
	1П	2П	3П	4П	6П	7П	8П
Ca	1,55	1,48	1,61	1,12	1,14	0,98	0,98
TR(+Th)	0,43	0,42	0,42	0,63	0,56	0,82	0,76
Mn	0,04	0,04	0,05	0,05	0,12	0,09	0,06
Mg	—	0,03	—	0,12	0,07	—	0,08
K	—	0,02	0,01	0,04	0,03	0,05	0,03
Na	—	0,01	0,01	0,04	0,04	0,05	0,05
Г р у п п а А	2,02	2,00	2,10	2,00	1,96	1,99	1,96
Al	1,98	2,05	1,98	2,09	1,56	1,67	1,47
Fe^{2+}	0,36	0,28	0,41	—	0,83	—	0,58
Fe^{3+}	0,51	0,57	0,41	0,80	0,52	1,00	0,84
Mg	0,09	0,07	0,08	—	—	0,10	—
Ti	0,01	0,01	—	0,02	0,09	0,11	0,13
Г р у п п а В	2,95	2,99	2,89	2,91	3,00	2,88	3,02
Si	3,03	3,01	3,01	3,09	3,04	3,13	3,02
Al	—	—	—	—	—	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—
O	11,85	11,77	11,83	12,66	12,14	12,87	12,03
OH	1,15	1,23	1,17	0,34	0,86	0,13	0,97

кристаллохимическую формулу $\text{A}_2\text{B}_3\text{Si}_3(\text{O}, \text{OH})_{13}$.

	Слюдянка							
	1С	2С	3С	4С	5С	6С	7С	8С
	1,30	1,09	1,12	1,13	1,10	1,20	1,20	1,03
	0,59	0,72	0,72	0,68	0,64	0,67	0,68	0,66
	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02	0,04	0,02
	0,06	0,13	0,09	0,12	0,16	0,05	0,05	0,03
	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	—
	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	—
	2,00	2,00	2,00	2,00	1,98	1,96	2,00	1,74
	1,74	1,71	1,66	1,79	1,85	1,73	1,58	1,22
	0,30	0,26	0,25	0,23	0,21	0,43	0,75	1,09
	0,76	0,88	0,90	0,87	0,90	0,66	0,55	0,89
	0,11	0,06	0,13	0,04	—	0,10	0,06	—
	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,05
	2,96	2,97	3,00	2,99	3,02	3,00	3,00	3,25
	3,04	3,03	3,00	3,01	2,99	3,04	2,98	3,01
	—	—	—	—	0,01	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	0,02	—
	11,77	11,86	11,73	11,82	11,78	12,05	12,10	12,09
	1,23	1,14	1,27	1,18	1,22	0,95	0,90	0,91

Содержания отдельных РЗЭ

Компоненты	Приольхонья							
	1П	2П	3П	4П	5П	6П	7П	8П
La ₂ O ₃	17,04	20,80	37,91	32,35	28,73	36,15	32,83	32,97
Ce ₂ O ₃	28,06	36,17	30,10	42,93	37,71	46,15	45,35	46,41
Pr ₂ O ₃	14,11	7,79	11,84	4,84	13,13	7,40	3,58	3,42
Nd ₂ O ₃	20,95	23,23	7,26	16,11	18,15	7,60	14,98	14,00
Sm ₂ O ₃	6,01	4,43	2,25	1,27	0,57	0,47	0,98	1,31
Gd ₂ O ₃	9,08	3,65	5,43	0,74	0,65	0,75	0,98	0,88
Dy ₂ O ₃	1,19	0,64	0,92	0,37	0,49	0,90	0,51	0,42
Ho ₂ O ₃	Не обнаружен							
Y ₂ O ₃	3,56	3,29	4,29	1,39	0,57	0,58	0,79	0,56

Примечание. Eu, Tb, Er, Tm, Yb, Lu не обнаружены.

замещающих друг друга (рис. 1). Не очень четкая, но явно положительная корреляция обусловлена гетеровалентным изоморфизмом, при котором двухвалентный кальций замещается трехвалентными РЗЭ, а трехвалентный алюминий — на Fe²⁺ и Mg.

Во всех образцах ортитов было определено содержание индивидуальных РЗЭ. Результаты анализа представлены в табл. 3 и на рис. 2, 3. Как уже отмечено [14, 15], содержания индивидуальных РЗЭ в аксессуарных минералах пегматитов изменяются в соответствии с рядом химических, кристаллохимических и геологических факторов в очень широких пределах.

При сравнении редкоземельного состава ортитов из пегматитовых тел Приольхонья отмечены различия между цериевыми и иттриевыми лантаноидами, а также по количеству отдельных РЗЭ. Только количества лантана и церия больше в ортитах из пегматитов Тажерана; содержания же Pr, Nd, Sm, Gd, Dy и Y в них значительно меньше.

Результаты анализа обнаруживают существенные различия в спектре РЗЭ ортитов Приольхонья и Слюдянки. Все лантаноиды, за исключением лантана и церия, присутствуют в ортитах из пегматитов Приольхонья в повышенных количествах. Необходимо отметить более иттриевый состав этих ортитов. Количество Y здесь на порядок выше и составляет 2—2,5%. Это не случайно — в валовых пробах пегматитов Приольхонья существенная роль принадлежит иттрию и иттриевым лантаноидам, составляющим 16—21% от суммы РЗЭ. Здесь же отмечены повышенные содержания гадолиния (см. рис. 2).

Во всех изученных ортитах из пегматитов Прибайкалья не обнаружены Eu, Tb, Er, Tm, Yb, Lu. Возможно, они присутствуют в незначительных количествах, но не могут быть определены из-за сравнительно невысокой чувствительности хроматографического метода. Содержания Dy и Ho очень низки, и обнаружены эти элементы

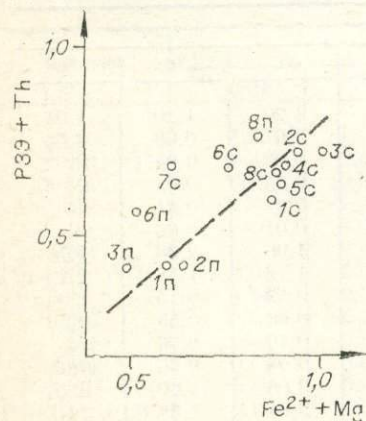


Рис. 1. Зависимость между количествами РЗЭ + Th и Fe²⁺ + Mg ортита (формульные количества).

в ортитах Прибайкалья, отн. %

Слюдянка							
1С	2С	3С	4С	5С	6С	7С	8С
38,23	41,74	35,40	32,51	33,90	34,10	35,80	42,85
38,60	48,89	51,98	54,27	51,15	52,19	50,00	45,80
7,77	2,08	3,69	5,02	4,86	4,80	5,00	4,15
13,35	6,47	7,88	7,54	8,87	7,90	8,07	6,40
1,29	0,54	0,54	0,33	0,65	0,50	0,60	0,50
0,38	0,14	0,18	0,19	0,25	0,21	0,25	0,15
Не обнаружен							
Не обнаружен							
0,38	0,14	0,22	0,14	0,32	0,30	0,28	0,15

лишь в ортитах Приольхонья. На графике, построенном по методике, изложенной в работе [18], четко проявлена редкоземельная специфика ортитов из пегматитов исследуемых регионов (см. рис. 3). График характеризует прямую корреляционную зависимость между суммой наиболее легких лантаноидов и щелочностью среды минералообразования.

Некоторые различия по главным элементам и элементам-примесям обнаруживаются при сравнении ранее изученных нами ортитов мусковитовых пегматитов [17] с ортитами Прибайкалья (табл. 4). При идентичных содержаниях кремния, алюминия и кальция в ортитах из мусковитовых пегматитов количество марганца, как правило, примерно в 2 раза, а количество титана в 5—10 раз ниже, чем в ортитах редкоземельных пегматитов. Ортиты Прибайкалья более железисты.

При сравнении ортитов из пегматитов Прибайкалья с ортитами из мусковитовых пегматитов по распределению индивидуальных лантаноидов бросается в глаза прежде всего их сходство, определяемое кристаллохимическими причинами. Различия с пегматитами Приольхонья наблюдаются только в количестве самария и неодима, причем разница в количествах неодима выражена более резко, содержания иттрия одинаковы и составляют около 2 отн. % от суммы РЗЭ. Ортиты Слюдянки более заметно отличаются по спектру РЗЭ от ортитов из мусковитовых пегматитов. Кроме La и Ce, все лантаноиды содержатся в ортитах Слюдянки в пониженных количествах. Особенно низки (почти на порядок) количества иттрия и гадолиния.

Содержания тория определены нами не во всех образцах. Уровень его концентраций в ортитах Слюдянки выше, чем в ортитах Приольхонья, примерно в полтора раза. При этом и в анализах, выполненных в других лабораториях (см. табл. 4), количества ThO₂ в слюдянских ортитах находятся обычно в интервале 1,3—2,8%. В ортитах Приольхонья приблизительно 1% ThO₂. В ортитах мусковитовых пегматитов концентрации тория примерно те же, что в ортитах Слюдянки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главный вывод, который можно сделать на основе новой серии анализов ортита — это близость состава ортитов из Приольхонья и Слюдянки составу изученных ранее ортитов из гранитных пегматитов [7, 13, 17]. Содержания всех главных компонентов кристаллической решетки

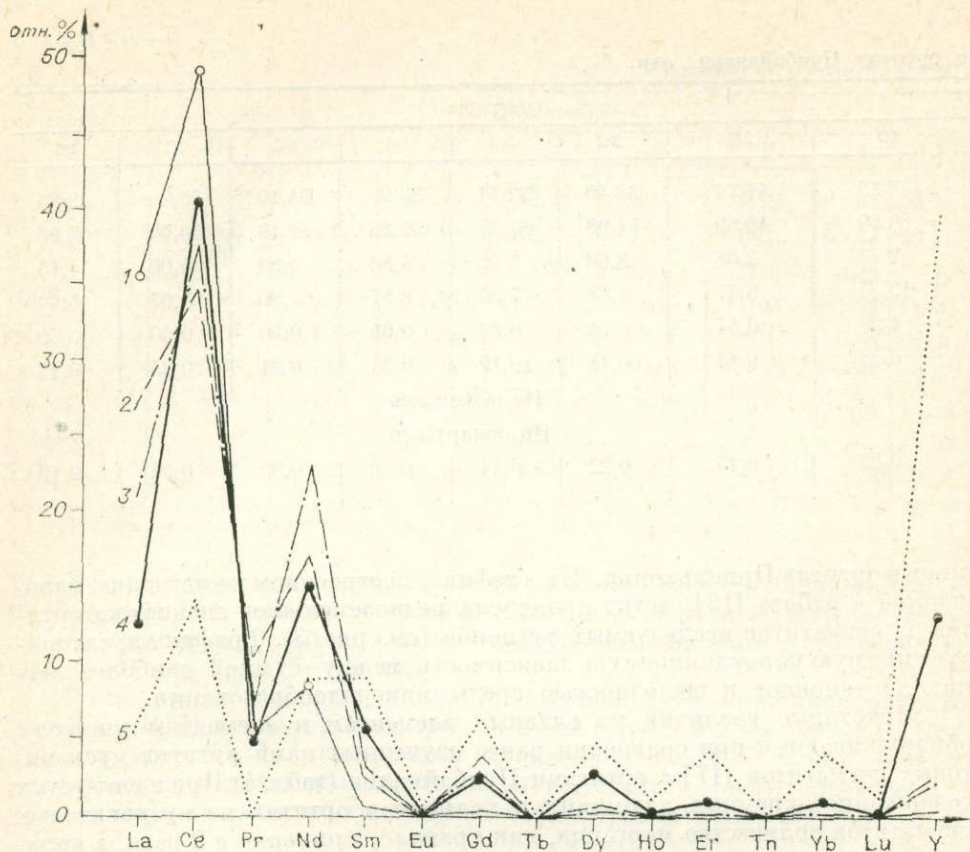


Рис. 2. Состав индивидуальных РЗЭ в образцах ортита (отн. % окислов от суммы РЗЭ).

1—3—ортит: 1—из пегматитов Слюдянки (среднее из 8 анализов), 2—из пегматитов Приольхонья (среднее из 6 анализов), 3—из мусковитовых пегматитов (среднее из 7 анализов); 4—пегматитовые жилы Хлопнитовой, Приольхонье; 5—пегматитовые жилы Кабера-II, Слюдянка.

минерала колеблются в пределах уже известных границ, определенных по большому числу анализов.

Любопытно устойчивые различия между ортитами двух изученных регионов Прибайкалья (основной смысл этих различий хорошо виден на рис. 1). Тесная группа ортитов из допалеозойских пегматитов Приольхонья (см. табл. 1, 3, 1П, 2П, 3П), характеризующихся минимальными количествами как редких земель (и тория), так и железа (и магния), может быть сопоставлена здесь с такой же тесной группой ортитов из пегматитов Слюдянки с высокими содержаниями как (TR + Th), так и (Fe + Mg). Трехвалентных РЗЭ больше в группе А, а двухвалентных Fe²⁺ и Mg в группе В (к сожалению, в некоторых образцах разделение Fe³⁺ и Fe²⁺ не было сделано, и по оси абсцисс пришлось откладывать суммарное железо). Следовательно, слюдянские ортиты (как и палеозойские пегматиты Приольхонья) образовывались в среде, более обогащенной РЗЭ и торием.

Судя по близкому составу ортитов из разных зон пегматитовой жилы копи Пилипенко (см. табл. 1—3, обр. 3С, 4С, 5С), а также по минералогическим наблюдениям, ортит формируется в одну из самых поздних стадий пегматитообразования, замещая более ранние минералы. В эту же стадию образуются и другие минералы, концентрирующие РЗЭ: фергюсонит, эвксенит, бетафит, сфен. Совместно эти четыре минерала не встречаются, и в парагенезисе с ортитом в разных жилах наблюдается лишь один из

них. Одна часть редких земель связывается, таким образом, в виде ниобо-танталатов или титанатов, а другая входит в состав ортита. При этом какое-то значение имеют восстановительные условия минералообразующей среды [13], поскольку вхождение РЗЭ на позиции кальция требует компенсации в виде соответствующего количества ионов магния (его немного) и закисного железа на позициях трехвалентного железа и алюминия.

Особый интерес представляет определение содержания индивидуальных РЗЭ, выполненное, по существу, впервые, так как в прежних анализах ортитов Слюдянки РЗЭ делились в лучшем случае на три группы. По Приольхонью имелись определения отдельных РЗЭ в немногочисленных образцах.

В целом состав РЗЭ в изученных ортитах близок к тому, который уже был известен для гранитных пегматитов [13, табл. 13]. Для него характерно присутствие, наряду с главными для ортита лантаноидами (Ce, La, Nd), иттрия и многих лантаноидов иттриевой (по [12]) группы. Отмеченные выше различия между ортитами допалеозойских пегматитов Слюдянки и Приольхонья по спектру РЗЭ имеют явно региональный характер. Они четко коррелируются с различиями между спектрами РЗЭ валовых проб пегматитов двух районов (см. рис. 2): большая селективность по церию ортитов Слюдянки соответствует обогащенности церием пегматита жилы Кабера-II при низких содержаниях лантаноидов иттриевой группы.

Различия двух возрастных групп пегматитов в пределах Приольхонья обусловлены разными условиями глубинности (давления) при становлении пегматитов [4]. Ионные радиусы церия и лантана больше, чем тяжелых лантаноидов и иттрия. В связи с этим давление должно способствовать, при прочих равных условиях, вхождению в решетку ортита иттрия и иттриевых лантаноидов в повышенных против средних цифр количествах. А в гипабиссальных условиях становления гранитного Аинского массива и связанных с ним пегматитов Тажерана упомянутый фактор не действует: здесь выше относительная роль церия и лантана.

По-видимому, следует отметить, что по ряду особенностей спектра РЗЭ ортиты Слюдянки похожи на ортиты Тажерана. Не исключено, что наряду с различиями регионального характера в составе пегматитов (а они, в свою очередь, коррелируются с различиями в спектрах РЗЭ вмещающих пород) имеет значение и явно меньшее давление, при котором формировались пегматиты Слюдянки по сравнению с допалеозойскими пегматитами Приольхонья. Ряд геологических, минералогических и геохимических критериев свидетельствует в пользу образования постфлогопитовых пегматитов Слюдянки в мезоабиссальных или даже гипабиссальных условиях.

Полученная нами прямая корреляция суммы трех легких лантаноидов, составляющих от 59 до 93% всех РЗЭ, с величиной отношения La/Nd (см. рис. 3) свидетельствует о явной зависимости спектра РЗЭ от щелочности среды минералообразования [18]. Образец 3П (см. табл. 3) является исключением из общего правила. Поскольку, как уже было упомянуто, ортит образуется позже многих других минералов пегматитов, не исключе-

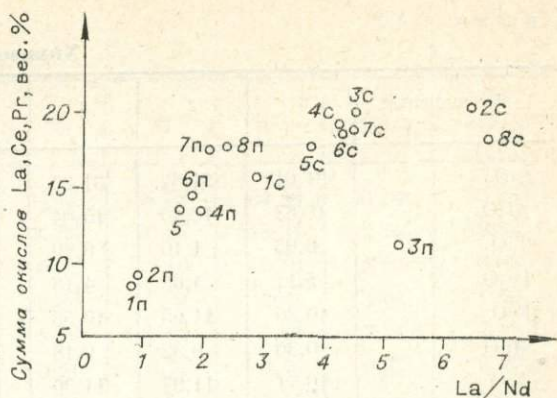


Рис. 3. Зависимость суммы окислов легких лантаноидов от величины отношения La/Nd.

Химический состав ортитов из некоторых

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	31,61	31,82	31,25	32,23	31,40	30,53	30,23
Al ₂ O ₃	17,63	12,40	15,04	14,66	14,01	15,26	15,16
TiO ₂	0,95	1,10	0,79	0,73	1,32	0,97	0,96
Fe ₂ O ₃	5,41	4,63	4,43	4,02	5,86	6,61	6,55
FeO	10,30	11,65	10,58	11,37	10,71	9,86	9,74
MnO	0,30	0,32	0,18	0,23	0,15	0,13	0,13
CaO	10,71	11,97	11,36	11,47	12,18	11,37	11,26
MgO	0,18	1,83	1,64	1,58	0,58	0,52	0,52
K ₂ O	Не опр.	0,23	0,16	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	»	»	»	»	»	»	»
TR ₂ O ₃	21,19	20,57	22,63	20,82	17,73	19,97	19,84
ThO ₂	1,24	2,03	1,46	1,76	2,88	2,74	2,75
H ₂ O ⁺	0,50	1,47	1,12	0,76	2,14	2,04	2,04
H ₂ O ⁻	0,06	Не обн.	0,02	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.
S	Не опр.	0,04	0,09	0,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Σ	99,78	100,06	100,45	99,87	98,96	100,00	99,18

Примечание. 1—9 — ортиты из пегматитов Слюдянки [7]. 10—16 — ортиты из мусковитовых пегматитов [17].

но его формирование не на магматическом, а на послемагматическом этапе пегматитового процесса, в его раннюю щелочную стадию.

Более высокая относительная щелочность, рассчитанная по отношению La/Nd, ортитов Слюдянки по сравнению с ортитам Приольхонья (как и валовых спектров РЗЭ для пегматитов) может быть вызвана широким распространением среди вмещающих пород Слюдянского района карбонатных пород и магнезиальных скарнов. Эффект усиления потенциала щелочей при повышении в растворах концентраций кальция и магния хорошо известен по работам Д. С. Коржинского и его школы. В свою очередь, это усиление должно способствовать росту общих содержаний РЗЭ и особенно концентраций легких лантаноидов в составе ортита.

Таким образом, изучение состава ортитов наметило многие особенности процессов пегматитообразования в Приольхонском и Слюдянском районах Прибайкалья. Сложность зависимости состава минерала от одновременно действующих факторов заставляет нас обратиться к сравнительному исследованию серии минералов, содержащих РЗЭ. Большая информативность этой группы элементов позволяет надеяться на успешное решение проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ минерального сырья. Л.: Госхимиздат, 1959. 1053 с.
2. Варшалл Г. М., Наумова О. Д. Методы определения редкоземельных элементов в природных и промышленных объектах. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 187 с.
3. Гивзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудн. месторождений, 1960, № 1, с. 45—54.
4. Иванов А. Н., Ширяева В. А., Шмакин Б. М. Ортит как минерал-индикатор глубины пегматитообразования. — В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ, Новосибирск: Наука, 1976, с. 111—115.

пегматитов Восточной Сибири, вес %

8	9	10	11	12	13	14	15	16
31,52	31,52	34,44	35,28	34,72	34,53	34,40	34,04	33,28
15,24	17,43	21,23	20,05	20,38	20,35	18,34	18,36	19,33
1,07	0,64	0,10	0,11	0,08	0,10	0,10	0,08	0,09
6,08	6,94	3,01	2,61	2,80	2,31	2,01	1,61	1,60
9,36	8,62	6,69	6,33	5,79	7,32	7,23	7,24	7,32
0,12	0,52	0,22	0,22	0,21	0,74	0,46	0,67	0,35
10,98	12,15	13,17	12,88	13,61	10,81	13,54	10,90	10,96
0,43	0,60	1,52	1,39	1,14	1,11	1,88	1,53	1,55
0,36	Не опр.	0,30	0,33	0,14	0,19	0,32	0,16	0,44
0,15	»	0,13	0,15	0,10	0,24	0,23	0,22	0,19
19,83	19,14	15,21	16,99	16,73	17,28	16,51	15,50	17,08
1,32	0,75	1,39	1,61	1,17	1,52	1,69	2,90	1,72
2,02	1,46	2,58	2,32	2,61	3,00	4,00	6,60	6,80
Не обн.	0,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
98,48	99,85	99,99	100,27	99,48	99,50	100,71	99,81	100,71

товых пегматитов [17].

5. Иванов А. Н., Шмакин Б. М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. 230 с.
6. Калинин П. В. О пегматитах Слюдянского района в Южном Прибайкалье. — Тр. МГРИ, 1957, т. 31, с. 84—101.
7. Калинин П. В. Ортит пегматитовых жил Восточной Сибири. — Тр. МГРИ, 1961, т. 36, с. 82—89.
8. Макагон В. М., Шмакин Б. М. О причинах проявления редкометаллической минерализации в пегматитах с кларковыми содержаниями редких элементов. — В кн.: Ежегодник-1971, СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1972, с. 139—144.
9. Методы полного химического анализа сложных редкометаллических минералов. М.: Наука, 1972, с. 46—69.
10. Писарская В. А. Ускоренное определение фтора в породах и минералах. — В кн.: Геохимические методы поисков. Методы анализа. Иркутск, 1977, с. 194—208.
11. Поля редкометаллических гранитных пегматитов. М.: Наука, 1976. 332 с.
12. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах. — Геохимия, 1958, № 4, с. 314—333.
13. Хвостова В. А. Минералогия ортита. М.: Наука, 1968. 120 с.
14. Ширяева В. А. О факторах распределения редкоземельных элементов в аксессуарных минералах мусковитовых пегматитов. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971, с. 102—111.
15. Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометаллическо-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 368 с.
16. Шмакин Б. М., Макагон В. М., Конев А. А., Иванов А. Н. Амазонитовые пегматиты Приольхонья (Западное Прибайкалье). — Зап. Всес. минералог. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 5, с. 591—599.
17. Шмакин Б. М., Ширяева В. А. Ортит и монацит мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — Зап. ВМО, 1974, ч. 100, вып. 3, с. 274—281.
18. Fleisher M. Relation of relative concentrations of lanthanides in titanite to type of host rocks. — Amer. Mineralogist, 1978, v. 63, p. 869—873.
19. Rao A. T., Appa Rao G., Prabhakara Rao P. Fluorian allanite from calc-granulite and pegmatite contacts at Garividi, Andhra Pradesh, India. — Mineralogical Magazine, 1979, v. 43, p. 312.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛАХ МОНГОЛИИ

В связи с расширением использования редкоземельных элементов в промышленности в последние 15 лет появилось много публикаций и сводок о содержании РЗЭ в породах и минералах и их поведении в геологических процессах [2, 11, 14—21]. В таком крупном регионе гранитоидного и щелочного магматизма, как Монголия, подобные исследования минералов ранее не проводились.

При систематическом исследовании магматизма и минералогии эндогенных образований Монголии последнего десятилетия в рамках комплексной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР авторами проведено изучение РЗЭ и иттрия в аксессуарных и некоторых породообразующих минералах. Роль европия в аксессуарных минералах как индикатора становления и развития кислого магматизма рассмотрена нами ранее [15]. В данной работе попытаемся рассмотреть эволюцию концентраций и составов РЗЭ и иттрия в различных минералах из пород разных геохимических типов в процессе становления и дифференциации массивов.

Массивы мезозойских магматических пород МНР разделены ранее на пять геохимических типов: 1) габбро-диоритовый; 2) гранодиорит-гранитный; 3) стандартных гранитоидов; 4) литий-фтористых гранитоидов; 5) щелочных пород [11, 17]. Описание массивов и их минералов приводится в работах [5—8, 10—13, 17]. Для рассмотрения эволюции составов РЗЭ в минералах мы используем треугольные диаграммы [18] с трехчленным разделением спектра РЗЭ на цериевую, иттриевую и группу тяжелых лантаноидов и подобную диаграмму, в которой в иттриевую группу РЗЭ суммируется содержание иттрия (сумма РЗЭ и иттрия везде приравнивается к 100%). Содержания РЗЭ в минералах определяли количественным спектральным анализом (аналитик Е. В. Смирнова) и методом бумажной хроматографии (аналитик С. Р. Абрамова). Точность и чувствительность методов рассмотрены в статье Е. В. Смирновой и В. В. Конусовой данного сборника.

Изученные минералы по их содержаниям в породе можно разделить на породообразующие, второстепенные и аксессуарные. К породообразующим и второстепенным относятся амфиболы, слюды, турмалины, гранаты, а к аксессуарным — флюориты, апатиты, монациты, ксенотимы, бастнезиты, синхизиты, пирохлоры, колумбиты, титано-тантало-ниобаты и силикаты (сфены, ортиты, цирконы, армстронгиты, эльпидиты, редкоземельно-циркониевые силикаты, редкоземельные силикаты ниобия и силикаты титана). В такой последовательности мы их и будем рассматривать. В некоторых пегматитах редкометалльные минералы, отнесенные здесь в группу аксессуарных, становятся породообразующими [10, 12]. Концентрации РЗЭ в амфиболах, слюдах и турмалинах обсуждались нами ранее [7, 13, 14], поэтому сами цифры в этой работе мы приводить не будем.

ЩЕЛОЧНЫЕ АМФИБОЛЫ

В щелочных гранитах МНР амфиболы по составу отвечают ряду рибекит-арфведсонита и катофорита [13]. Первые данные по концентрации в них РЗЭ и иттрия приведены в работе [13]. Средняя сумма РЗЭ в арфведсонитах редкометалльных щелочных гранитов Хан-Богдо равна 400 г/т и в 3 раза ниже, чем в катофоритах редкометалльных щелочных

гранитов Баян-Уланского и Даши-Балбарского массивов. Спектр РЗЭ и иттрия характеризуется малым содержанием тяжелых лантаноидов (менее 10% от суммы РЗЭ) при незначительном преобладании цериевой группы над иттриевой. Относительное содержание тяжелых лантаноидов в катофоритах выше, чем в арфведсонитах.

СЛЮДЫ

У нас имеются только данные о спектре РЗЭ в слюдах из пород карбонатитового комплекса МНР [14]. По составу эти слюды относятся к флогопит-биотитовому изоморфному ряду. Сумма РЗЭ и иттрия в слюдах варьирует от 87 до 345 г/т и возрастает от слюд ранних пород к поздним. В спектре РЗЭ преобладает цериевая группа (главным образом церий). В ряду дифференциатов от ранних пород к поздним в слюдах незначительно возрастает содержание иттриевой группы и иттрия.

ТУРМАЛИНЫ

В литературе мало данных о концентрациях РЗЭ в турмалинах [7]. По составу турмалины Монголии отвечают шерл-альбаитовому и шерл-дравитовому изоморфным рядам. Наивысшие концентрации РЗЭ (1750 г/т) отмечаются в турмалинах редкометалльных пегматитов Унчжунского поля [3], а наименьшие (5—10 г/т) — в мусковитовых гранитах и пегматитах Хадасанского массива [1]. Состав спектра РЗЭ в турмалинах комплексный с некоторым преимуществом иттриевой группы. Наиболее цериевые составы РЗЭ характерны для турмалинов из экзоконтактов пегматитов и стандартных гранитоидов. В ряду дифференциатов от ранних пегматитов к поздним и от гранитов к грейzenам в турмалинах наблюдается общая тенденция к относительному обогащению иттриевыми РЗЭ и в меньшей степени тяжелыми лантаноидами.

ГРАНАТЫ

Изученные гранаты из гранитоидов по составу относятся к алмадин-спессартиновому ряду [10], а из псевдолейцитовых тингуаитов к меланитам. Концентрации РЗЭ и иттрия варьируют в них в значительных пределах — от 0,02 до 0,9%. Известно, что гранат — селективно иттриевый минерал. В гранитах МНР на долю иттрия в гранатах приходится до 50% суммы РЗЭ, и гранаты в этих породах — главные носители иттрия. Наивысшие концентрации иттрия (табл. 1) отмечаются в пегматитах Унчжула — 6500 г/т, а наименьшие — в гранатах пегматитов Прикеруленского массива — 90 г/т [1] и амазонитовых пегматитов Борун-Цогтинского Западного массива — 60 г/т. В спектре РЗЭ (рис. 1) цериевая группа преобладает в меланитах Лугингола и гранатах некоторых грейзенизированных литий-фтористых гранитов. В остальных гранатах преобладает иттриевая группа и тяжелые лантаноиды. Большую дисперсию точек составов РЗЭ на диаграмме можно объяснить различной аналитической чувствительностью для разных РЗЭ. Особенно это сказывается в гранатах с низкими содержаниями РЗЭ. Комплексный состав РЗЭ отмечается для гранатов метаморфических пород. Наблюдаются различные тенденции в спектре РЗЭ в гранатах из последовательных дифференциатов различных пород. Так, от ранних пород к поздним в гранатах Хуху-Улы прослеживается обогащение цериевой группой РЗЭ, а в гранатах Унчжунского и Хадасанского массивов — иттриевой. Не отличается корреляция между изменением спектра РЗЭ и отношением железа и марганца в гранатах.

Содержание и спектр редкоземельных элементов

Таблица 1

№ п/п	№ обр.	Порода	Массив	La	Ce	Pr
1	2	3	4	5	6	7
<i>Флюориты</i>						
<i>Литий-фтористый геохимический тип</i>						
1	Ю 729	Аляскит	Зап. Юдугьин	440	860	160
2	Ю 725	»	»	260	730	150
3	Ю 722	Гранит-порфир	»	170	280	80
4	Ю 730	»	»	420	140	40
<i>Гранит:</i>						
5	Абд 440	биотитовый	Абдарский	370	940	120
6	Абд 456	амазонитовый	»	230	1 040	110
7	МБ-584	биотитовый	Вост. Борун-Цогто	520	1 400	200
8	МБ 577	микроклин-альбитовый	»	1750	4 980	1 000
<i>То же</i>						
9	МБ-579	амазонитовый	»	1160	4 630	610
10	МБ-580	»	»	1110	3 830	830
11	МБ 581	»	»	1080	2 820	550
<i>Слюдитовый грейзен</i>						
12	МБ 1036	Микроклинит	Зап. Борун-Цогто	10	20	5
13	Дч 913	»	Жаячвлан	30	40	20
14	БН 811	»	Багаазрын	15	20	10
15	БН 623	»	»	625	1 020	320
<i>Литиевый пегматит</i>						
16	ХХ-521/5	Биотитовые граниты (6)	Хух-Дель-Ула	60	155	10
17	Среднее	Ми-Аб и амазонитовые граниты (5)	»	315	725	125
18	Среднее	Микроклиниты (2)	»	1065	3 460	620
19	Среднее	»	»	225	360	115
<i>Щелочногранитный геохимический тип</i>						
20	Бу 880	Аляскит	Баян-Улан	25	80	15
21	Бу 890	»	»	130	200	50
22	Среднее	Аляскиты (2)	»	80	140	30
<i>Стандартный геохимический тип</i>						
23	ОХ 865	Мусковитовый пегматит	Овгон-Хайрхан	50	130	20
24	ТШ 25	Микроклинит	Тюмен-Цогто	80	160	30
25	ИХэ 833	» (синий флюорит)	Их-Хайрхан	50	100	20
26	ИХэ 833	» (белый флюорит)	»	10	25	5
27	Среднее	Микроклиниты (3)	»	50	95	20
<i>Гранаты</i>						
<i>Литий-фтористый геохимический тип</i>						
28	МБ 1034	Амазонитовый гранит	Зап. Борун-Цогто	350	910	78
29	МБ 1040	» пегматит	»	—	—	—
30	МБ 1035	Слабо грейсенизированный гранит	»	280	790	60
31	МБ 1037	Грейсенизированный гранит	»	84	230	14
32	МБ 1038	Грейзен	»	19	80	—
33	МБ 1036	Слюдитовый грейзен	»	79	240	16
<i>Стандартный геохимический тип</i>						
34	М 718	Мусковитовый гранит	Модото	5	30	—
35	М 720	» пегматит	»	5	30	—
36	ИН 762	» гранит	Ихэ-Наротин-Хид	12	38	10
37	Ю 1074	»	Вост. Юдугьин	28	77	—
38	ИХэ 829	»	Их-Хайрхан	12	44	—

и цитрия в некоторых минералах, г/т

Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣTR+
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<i>Флюориты</i>												
<i>Литий-фтористый геохимический тип</i>												
810	520	He опр.	700	He опр.	510	330	860	220	970	320	12 640	19 340
750	490	»	720	»	600	340	900	280	1100	370	10 440	17 130
330	180	»	190	»	330	110	410	30	550	30	150	10 840
120	100	»	240	»	220	130	340	140	480	15	3 220	5 305
470	230	»	270	»	500	240	540	220	520	—	4 610	9 030
550	250	»	240	»	315	85	450	120	610	22	5 070	9 092
1170	570	»	500	»	480	240	480	330	1050	100	4 360	11 400
3940	2220	»	2330	»	1 500	630	120	180	2080	140	13 770	036040
3100	1710	»	1650	»	1 380	600	1150	240	1250	200	11 100	28 780
3600	1780	»	2000	»	1 920	265	1030	145	1190	165	11 240	29 105
2430	1470	»	1360	»	1 590	470	1140	390	1390	400	11 800	26 890
20	40	»	30	»	—	15	35	1	30	—	450	536
40	15	»	25	»	15	—	—	—	—	—	140	325
20	5	»	10	»	10	—	—	—	—	—	50	140
635	260	»	230	»	230	50	560	—	495	—	2 500	7 035
100	10	»	10	»	—	—	—	—	—	—	230	575
610	350	»	435	»	440	230	690	205	780	140	7 235	12 180
2725	1485	»	1515	»	1 340	410	1060	215	1305	185	10 595	25 980
230	95	»	125	»	85	15	190	—	165	—	895	2 500
<i>Щелочногранитный геохимический тип</i>												
70	50	He опр.	30	He опр.	—	35	80	2	65	1	1 160	1 615
170	80	»	90	»	—	60	100	35	150	5	2 080	3 150
120	65	»	60	»	—	50	90	20	110	3	1 620	2 390
<i>Стандартный геохимический тип</i>												
60	50	»	80	»	100	50	170	10	200	—	2 100	3 010
90	60	»	80	»	80	40	190	—	260	—	1 150	2 220
60	70	»	80	»	100	60	210	—	290	—	1 410	2 450
15	10	»	15	»	—	10	30	—	30	—	250	400
55	45	»	60	»	60	35	145	2	195	—	935	1 697
<i>Гранаты</i>												
<i>Литий-фтористый геохимический тип</i>												
280	50	»	80	»	200	46	190	He опр.	320	He опр.	590	3 094
—	—	»	—	»	40	11	23	»	40	»	60	174
300	60	»	120	»	250	46	150	»	140	»	820	3 016
72	22	»	70	»	200	44	140	»	180	»	800	1 856
29	—	»	45	»	210	42	120	»	150	»	800	1 795
95	22	»	70	»	200	37	110	»	320	»	920	2 109
<i>Стандартный геохимический тип</i>												
10	40	»	390	»	900	150	1000	He опр.	1200	He опр.	4 600	8 315
10	—	»	27	»	90	14	49	»	90	»	850	1 145
22	15	»	190	»	550	140	870	»	1300	»	4 400	7 547
39	24	»	190	»	300	61	220	»	200	»	2 100	3 259
18	10	»	220	»	700	180	1500	»	1000	»	5 000	8 684

1	2	3	4	5	6	7
39	Юг 1026	Мусковитовый гранит	Югодзырь	5	30	—
40	Бу 742	»	Жаргалант	5	30	—
41	Уд 1010	Альбитовый гранит	Удзыгин	190	270	50
42	Уд 1012	Мусковитовый грейзен	Удзыгин	50	110	20
43	Мун 520	Порфириовидный гнейс	Прикеруленский	9	70	Не опр.
44	Мун 566/2	Мусковитовый гранит	»	13	70	»
45	Бх 504	Биотитовый роговик	Бага-Хентей	—	—	»
46	Хош 508	Мигматит	Хошут-Ула	22	90	»
47	Хош 542/6	Метаморфизованный пес- чаник	»	17	50	»

Бор-бериллневый подтип стан

48	Хад 516	Гранит: мусковитовый	Хадасан	—	50	Не опр.
49	Хад 1512	турмалиновый	»	10	60	»
50	Хад 1512/10	»	»	5	60	»
51	Хад 523/2	Эндоконтат жилы	»	12	70	»
52	Даш 540	Мусковитовый гранит	Дашинчалит	—	50	»
53	Даш 548/4	Биотитовый пегматит	»	—	40	»
54	Даш 549/7	Мусковитовый	»	—	70	»
55	Унч 533	Биотитовый гранит	Унчжул	—	40	»
56	Унч 534	Мусковитовый пегматит	»	5	20	»
57	Унч 1508	»	»	9	40	»
58	Унч 546/5	»	»	23	60	»
59	Ук 14	Турмалиновый гранит	Хуху-Ула	5	30	»
60	Ук 10	» пегматит	»	5	30	»
61	Ух 16	»	»	5	30	»

Щелочные породы

62	Л 1365	Тингуант	Лугингол	60	250	»
63	Л 1260	»	»	80	330	»
64	Л 1053/7	Фенит	»	5	30	»

Сфены

Габбро-диоритовый геохимический тип

65	ОС 981	Диорит	Междуречье Орхо- на и Селенги	980	2 300	130
66	ПБ 972	»	Левобережье р. Онон	2900	7 500	350
67	ЮХ-400	Гранодиорит	Бага-Хейтей	1900	4 600	240
68	БХ-392	Гранит	»	1700	5 500	270
69	ОС 983	»	Междуречье Орхо- на и Селенги	2800	9 500	450
70	БЦ 1132	Граносиенит	р-н Борун-Цогто Аргалинтинский	2500	8 000	400
71	МГ 1229	Гранит	Модото	3500	11 000	470
72	М 704	»	»	360	1 910	350
73	ДХ 1728	»	Дзанхарангол	870	4 200	300
74	Бу 743	»	Жаргалант	890	3 060	900
75	ОХ 862	»	Опгон-Хайрхан	950	3 600	230
76	ОХ 866	Жильный гранит	»	650	2 600	200
77	ОХ 864	Пегматит	»	260	1 170	250

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
10	—	Не	70	Не	300	85	330	Не	1000	Не	3 000	4 830
10	—	опр.	—	опр.	100	30	75	опр.	150	опр.	1 100	1 500
230	50	»	50	»	120	—	30	»	35	»	1 100	2 135
50	40	»	60	»	—	—	70	»	40	»	1 960	2 400
160	Не	»	10	»	45	4	47	»	36	»	600	836
23	опр.	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»
24	»	»	37	»	190	39	140	»	240	»	1 600	2 352
37	»	»	—	»	40	4	28	»	35	»	300	431
37	»	»	24	»	90	26	100	»	200	»	1 000	1 590
65	»	»	37	»	78	16	60	»	100	»	1 100	1 523

диоритного геохимического типа

—	Не	Не	—	»	46	4	39	»	70	»	440	650
25	опр.	опр.	—	»	40	6	42	»	53	»	500	735
12	»	»	36	»	95	13	71	»	100	»	920	1 312
21	»	»	—	»	80	14	65	»	150	»	1 200	1 612
—	»	»	10	»	100	49	250	»	300	»	1 500	2 259
—	»	»	32	»	280	120	500	»	300	»	3 000	4 272
18	»	»	28	»	120	28	160	»	300	»	1 700	2 424
24	»	»	41	»	220	80	330	»	350	»	4 200	5 285
14	»	»	48	»	300	140	530	»	350	»	5 400	6 807
19	»	»	69	»	300	100	410	»	350	»	6 500	7 797
37	»	»	68	»	310	160	600	»	350	»	5 400	7 008
10	»	»	40	»	210	60	160	»	600	»	2 200	3 315
10	»	»	—	»	30	—	30	»	80	»	330	515
10	»	»	—	»	35	5	30	»	60	»	360	525

Щелочные породы

100	»	»	85	»	40	—	37	»	60	»	550	1 182
150	»	»	40	»	45	—	23	»	60	»	400	1 128
10	»	»	110	»	270	55	130	»	240	»	2 500	3 350

Сфены

Габбро-диоритовый геохимический тип

1200	280	30	210	—	200	20	140	Не	90	10	800	6 494	
2900	500	78	400	—	230	30	150	опр.	100	10	1 200	16 348	
2100	480	100	600	—	470	78	450	»	270	20	2 900	13 708	
2400	500	100	650	—	400	64	380	»	250	30	2 500	14 744	
3900	750	—	800	—	900	220	900	»	770	100	6 800	27 890	
3400	660	—	550	—	400	70	500	»	320	50	2 300	19 150	
4300	750	68	650	—	750	170	730	»	650	80	5 000	28 068	
2030	1130	30	1450	Не	1 030	380	1460	80	1600	80	8 870	02760	
3900	1200	50	1500	опр.	200	1 300	270	1200	Не	1100	170	10 000	26 260
2840	1220	Не	1280	Не	720	330	1070	540	930	—	5 510	19 290	
2500	750	опр.	120	опр.	900	190	750	Не	550	80	7 500	19 120	
2400	900	100	1100	—	1 000	160	580	»	350	40	5 600	15 680	
1000	1180	Не	1160	Не	930	320	1120	50	1720	40	11 400	20 600	
		опр.		опр.									

1	2	3	4	5	6	7
78	СНЭ 1355	Щелочной гранит	Элистуип	2300	7 500	400
79	ХБ 1055	Граносенинг	Хан-Богдо	1600	5 200	310
80	ХБ 1049		»	1600	5 800	290
81	ХБ 1156	Пегматит: катофоритовый	»	1420	6 520	840
82	ХБ 1046/3	арфведсонитовый армстронгитовый	»	900	4 300	800
83	ХБ 608/19		»	350	900	110
84	ДБ 648	рибекитовый	Даши-Балбар	360	1 230	200
85	Л 1259	Нефелиновый сенинг	Лугингол	1745	4 500	430

Цирконы

Габбро-диоритовый геохимический тип

86	ОС 9181	Диорит	Между реке Ор- хона и Селенги	17	60	—
87	ОС 1210	Диорит (2) Гранит:	»	32	90	—
88	Среднее			24	75	—
89	М 702	биотитовый » »	Модото	85	170	—
90	ИН 761		Ихэ-Наротия-Хид	250	1 000	80
91	ОХ 862		Онгон-Хайрхан	160	500	90
92	ОХ 866	жильный	»	170	370	—
93	ОХ 865	Пегматит	»	440	620	90
94	Среднее	Биотитовые граниты (5)	»	215	532	52

Литий-фтористый геохимический тип

95	МЖ 496	Гранит: биотитовый	Жанчвлан	1000	1 400	200
96	МЖ 506		»	»	860	1 000
97	Абд 440	» микроклин-альбито- вый	Абдар	530	1 100	230
98	Абд 1097		»	»	610	700
99	Абд 456	» амазонитовый	»	600	1 100	200
100	Абд 1095		»	»	300	800
101	Абд 1096	жильный Амазонитовый пегматит	»	430	930	100
102	Абд 443		»	»	240	960
103	Ю 722	Гранит-порфир	Зап. Юдугуин	360	570	160
104	Ю 730		»	»	230	390
105	Ю 1088	Гранит: амазонитовый биотитовый	Вост. Юдугуин	400	540	85
106	МБ 1032		Зап. Борун-Цогто	430	750	150
107	МБ 584	» Ми-Аб гранит	Вост. Борун-Цогто	310	600	90
108	МБ 571		»	»	450	1 600
109	МБ 579	» Биотитовые граниты (7) Ми-Аб и амазонитовые граниты (8)	»	400	550	130
110	Среднее		»	»	530	830
110	Среднее	»	»	490	898	380

Щелочные породы

111	ДБ 701	Катофоритовый гранит	Даши-Балбар	400	1 200	200
-----	--------	----------------------	-------------	-----	-------	-----

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
5000	1100	85	1500	200	1 500	290	1000	He опр.	720	95	8 000	29 690
3500	960	90	1500	300	1 500	470	1500	»	1300	180	14 000	32 410
3400	900	85	1300	200	1 400	360	1300	»	950	140	9 600	27 325
5830	1880	He опр.	1960	He опр.	1 420	290	690	»	340	5	4 850	26 155
6000	3800	350	6000	300	10 000	1800	3200	»	2500	300	30 000	70 250
1300	1900	110	2800	—	He	He	800	»	400	100	7 000	15 780
1160	940	He опр.	1220	He опр.	2 100	670	2170	60	3030	80	12 260	26 020
2410	265	»	470	»	145	25	120	—	130	—	1 760	11 900

Цирконы

Габбро-диоритовый геохимический тип

30	35	—	20	He опр.	28	—	85	27	300	3	540	1 145
60	45	10	58	»	150	—	300	53	700	10	1 100	2 608
45	40	5	39	»	89	—	192	40	500	6	820	1 835
190	140	20	140	»	360	120	590	100	1100	19	2 000	5 034
470	400	50	460	»	1 200	270	1200	190	650	34	3 200	9 454
450	190	He	130	»	120	—	220	48	500	10	1 100	6 148
370	230	опр.	30	»	460	150	590	130	500	30	2 100	5 320
590	360	He	440	»	650	50	1430	40	1430	70	3 500	9 680
414	302	опр.	274	»	556	118	806	102	836	33	2 380	6 653

Литий-фтористый геохимический тип

1100	320	40	400	He опр.	1 200	280	1100	200	2000	30	4 000	13 270
710	400	40	570	»	1 800	390	1900	300	2000	50	5 300	15 400
800	700	40	1200	»	4 300	900	4900	710	2700	130	10 000	28 240
680	520	40	850	»	4 700	1000	4500	800	5000	140	14 000	33 710
820	460	50	900	»	4 000	750	3600	750	5000	120	12 000	30 350
400	270	50	540	»	3 200	680	3500	980	4800	160	6 800	22 540
470	340	—	430	»	3 200	490	6000	1 200	6500	280	10 000	30 870
590	420	He	620	»	3 000	360	3000	580	4600	670	8 900	24 240
470	260	опр.	50	»	1 100	250	950	160	900	37	2 500	8 047
300	220	20	360	»	1 300	280	1200	230	2000	40	3 100	9 745
540	300	20	320	»	2 200	540	2000	590	6000	120	4 800	18 455
650	380	—	470	»	2 000	450	1400	250	2000	50	3 500	12 480
570	500	20	710	»	3 000	680	1700	330	2000	57	5 200	15 767
1500	900	40	1100	»	3 200	520	2000	340	3000	90	6 200	21 840
980	720	30	680	»	2 400	430	1300	240	900	40	3 400	12 200
795	397	30	570	»	2 110	566	1878	311	1943	56	4 800	14 969
747	490	33	680	»	3 237	660	3237	685	4475	202	8 262	24 486

Щелочные породы

1600	930	He опр.	1700	»	6 500	780	3200	1000	3000	830	20 000	41 340
------	-----	------------	------	---	-------	-----	------	------	------	-----	--------	--------

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
112	ДБ 688	Рибекитовый пегматит	Дашн-Балбар	330	900	110	800	780	He	1400	He	5 400	1600	3800	900	4100	900	10 300	37 320	
113	ДБ 698	»	»	620	1 000	280	760	770	опр.	1200	опр.	2 700	800	2800	700	2800	300	12 000	26 730	
114	Бу 552	Гранит: катофоритовый	Баян-Улан	1200	2800	500	2000	780	»	1300	»	4 200	780	2700	650	2700	500	14 000	34 110	
115	Бу 871	»	»	680	1 800	420	1700	950	»	2000	»	4 500	1300	4000	1300	4000	180	25 500	48 330	
116	Бу 871а	»	»	340	700	170	1700	1200	»	2700	»	4 800	2600	5400	900	6000	870	29 400	56 780	
117	Бу 884	»	»	1000	1 600	140	1300	600	10	940	»	3 400	1000	3600	300	2600	31	10 000	26 521	
118	Бу 884а	»	»	260	470	90	320	180	10	300	»	940	370	1200	240	1100	18	3 800	9 298	
119	СШД 1266	»	»	600	940	200	1700	950	50	850	»	3 200	740	3600	410	2300	34	8 100	23 674	
120	СШД 1268	»	»	160	500	70	440	260	He	360	»	1 230	190	1300	30	880	60	8 000	13 480	
121	СШЭ 1355	гастингситовый	Элсэтуин	71	90	—	100	68	—	63	»	210	—	330	70	1000	13	1 000	3 115	
129	СШЭ 1357	катофоритовый	»	110	250	—	200	94	10	130	»	600	240	750	110	1300	15	1 600	5 409	
123	Хар 963	»	Хар-Хадский	150	320	60	240	140	—	140	»	590	270	1000	120	1400	21	2 300	6 751	
124	Хар 963а	»	»	1000	1 400	150	1300	360	20	380	»	1 700	470	1800	340	2100	31	5 400	16 451	
125	Хар 1232	»	»	200	490	70	390	350	40	500	»	2 200	820	3600	370	3700	36	8 000	20 766	
126	Хар 1234а	»	»	1100	5 500	300	1400	800	30	650	»	2 100	650	3100	310	2500	60	6 000	24 500	
127	ХБ 1055	гастингситовый	Хан-Богдо	140	300	—	240	110	—	150	»	730	200	610	130	1300	20	1 900	5 830	
128	ХБ 1808	катофоритовый	Хан-Богдо	120	320	—	260	190	20	540	He	2 700	1000	2500	300	4000	42	10 000	21 992	
129	ХБ 1056	»	»	500	2 000	160	1000	200	He	300	»	1 800	1100	2000	300	3000	40	12 000	25 240	
130	Среднее	катофоритовые гра- ниты (17)	»	472	1 216	145	935	480	опр.	17	765	»	2 435	736	2394	405	2522	162	9 823	22 507
131	»	Рибекитовые пегма- титы (2)	»	475	950	195	780	775	He	1300	»	4 050	1200	3300	800	3450	600	14 150	32 025	
132	ХБ 1745	Арфведсонитовые пегматиты	Хан-Богдо	1300	1 000	120	500	150	—	230	»	1 100	370	1100	210	2000	41	4 300	12 420	
133	ХБ 1110а	Минералы арфведсонито- вых пегматитов	»	180	640	150	800	350	20	620	»	1 700	700	2500	270	2200	48	9 000	19 178	
134	ХБ 1110б	циркон в кристал- лах	»	70	110	—	120	190	—	150	»	320	170	320	110	300	12	1 500	3 372	
135	ХБ 1251/1	»	»	1100	4 800	350	2600	1200	He	2700	»	4 400	480	4200	—	4600	—	24 000	50 430	
136	ХБ 1251	»	»	240	900	140	630	300	20	360	»	1 000	250	740	100	800	10	2 200	7 690	
137	ХБ 1251а	»	»	240	980	110	680	480	20	550	»	1 500	410	1100	150	1000	15	3 300	10 535	
138	ХБ 1251б	циркон в сферолитах	»	120	590	—	800	510	10	470	»	1 000	250	470	85	800	12	2 100	7 217	
139	ХБ 1251в	»	»	90	400	—	680	600	50	430	»	850	220	370	80	400	12	2 200	6 340	
140	ХБ 1046/5	циркон в кристаллах	»	370	1 300	160	1600	680	100	520	»	1 500	300	1100	170	800	25	5 200	13 825	
141	ХБ 1046б	циркон в сферолитах	»	1100	3 800	540	4300	1600	100	1100	»	2 500	710	1700	320	2500	30	8 300	28 600	
142	Среднее	Арфведсонитовые пегма- титы	»	480	1 452	157	1271	606	36	713	»	1 587	386	1360	148	1540	20	4 050	13 806	
143	Л 1364	Нефелиновое габбро	Лугингол	94	120	30	85	59	—	60	»	130	—	210	42	380	8	1 100	2 318	
144	Л 1256	Нефелиновый сиенит	»	110	160	—	100	71	—	76	»	160	—	300	63	360	10	1 300	2 710	
145	Л 1363	»	Лугингол	160	310	40	140	110	10	100	He	500	140	650	120	370	25	1 800	4 476	
146	Л 1371	Псевдолейдитовый сие- нит	»	410	450	60	250	130	40	86	»	260	120	470	83	760	13	1 500	4 632	
147	Л 1372	То же	»	90	190	—	300	160	30	230	»	410	140	400	60	270	9	1 800	4 089	
148	Л 1370	» (жильный)	»	250	370	50	230	120	30	120	»	230	100	410	70	430	12	1 700	4 212	
149	Л 1373	»	»	280	320	100	240	120	40	100	»	290	140	400	90	390	20	2 000	4 530	
150	Л 1258	»	»	500	540	50	260	80	40	81	»	170	—	280	51	320	13	1 500	3 885	
151	Л 1369	Нефелиновый сиенит, жильный	»	59	170	—	190	180	60	130	»	230	100	300	45	250	8	1 500	3 222	
152	Среднее	Сиениты	»	173	246	26	175	106	16	110	»	291	80	406	74	428	13	1 500	3 645	
153	Среднее	Жильные сиениты	»	343	410	66	243	106	37	100	»	230	93	366	70	380	15	1 733	4 192	
154	ХБ 608/19	Армстронгиты Щелочно-гранитные пег- матиты	Хан-Богдо	130	410	40	180	33	He	60	»	180	65	330	140	440	90	2 730	4 825	

1	2	3	4	5	6	7
155	ХБ 1421	Эгириновый экерит	Хан-Богдо	170	320	—
156	ХБ 1791/4	»	»	570	370	70
157	ХБ 1793/2	Эгириновый пегматит	»	63	70	—
158	ХБ 1793а	»	»	89	140	—
159	Среднее	Армстронгиты I генера- ции (5)	»	204	262	22
160	1793—9	Эгириновый пегматит	»	1000	1 800	450
161	608/190	Пустоты в пегматите	»	1500	2 800	600
162	Среднее	Армстронгиты II генера- ции (2)	»	1250	2 300	525
<i>Эльпидиты</i>						
163	1251/5	Арфведсонитовый экерит	Хан-Богдо	27	160	30
164	810/16	»	»	270	360	70
165	735/2	»	»	55	85	40
166	1918/2	Эльпидитовый пегматит	»	80	120	—
167	1805	То же	»	400	1 000	120
168	1819	»	»	330	370	80
169	1808/11	»	»	280	250	60
170	1810/8	»	»	350	450	60
171	1811/3а	»	»	170	520	80
172	1756	»	»	150	240	55
173	1758	»	»	30	89	—
174	1793-3	»	»	100	370	60
175	1796-6б	»	»	140	300	70
176	1421/6	»	»	120	100	—
177	811/0	»	»	110	170	30
178	605/22	»	»	70	430	25
179	857/9	»	»	63	120	40
180	Среднее	Эльпидитовые пегматиты (17)	»	193	343	70
<i>Водный силикат ниобия</i>						
181	1428/80	Арфведсонитовый пегма- тит	Хан-Богдо	500	1 400	200
<i>Водные силикаты титана</i>						
182	ХБ-1812б	Пегматит: арфведсонитовый	Хан-Богдо	360	570	70
183	ХБ-1812а	»	»	2000	3 500	650
184	1428/12	эгириновый	»	1100	3 200	200

Примечание. 1—27, 41—42, 74, 77, 81, 84, 85, 93, 102, 111—115, 118, 120, 129, 135, (1970—1972 гг.). В этих образцах содержания гадолиния даны в сумме с европием, а иттрия в сумме Е. В. Смирнова (1974—1978 гг.). Гравиты № 43—54 — данные В. С. Антипина [1]. Для средних

ФЛЮОРИТЫ

Флюориты в изученном регионе встречаются в породах всех геохимических типов и также образуют самостоятельные жилы. Сумма РЗЭ во флюоритах варьирует от 0,009 до 2,2%, а концентрации иттрия — от 0,005 до 1,3%. Наивысшие содержания фиксируются во флюоритах из амазонитовых гранитов Борун-Цогтинского Западного массива, а наименьшие — во флюоритовых жилах Центральной Монголии. Средние содержания РЗЭ во флюоритах аляскинских литий-фтористого типа на порядок выше средних концентраций их во флюоритах аляскинских щелочного типа. Как показано ранее [18, 21], во флюоритах могут накапливаться как существенно иттриевые РЗЭ (иттро-флюориты), так и цериевые. В ряду

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
300	100	10	280	»	700	140	870	160	610	27	3 800	6 787
580	170	10	400	»	980	110	1100	200	1300	32	6 000	11 892
320	100	10	250	»	620	140	730	160	800	24	3 300	6 587
220	71	9	270	»	630	140	800	160	640	36	4 200	7 405
320	95	10	300	»	622	119	766	164	758	40	4 000	7 688
1600	360	15	480	»	620	140	910	140	850	31	3 800	12 196
2400	700	30	800	»	650	130	800	170	610	52	3 000	14 242
2000	530	22	640	»	635	135	855	155	730	41	3 400	13 248

Эльпидиты

70	83	4	190	»	350	93	900	100	200	16	3 500	5 723
300	89	9	210	He опр.	400	110	650	120	220	28	3 000	5 836
70	23	He опр.	35	»	70	20	125	14	350	—	1 500	2 390
150	90	6	320	»	790	160	970	170	450	24	4 500	7 830
530	100	9	120	»	210	62	320	58	370	13	1 500	4 812
350	94	9	280	»	470	110	670	100	350	30	3 300	6 543
290	82	8	160	»	340	93	500	100	450	19	2 500	5 117
470	240	15	730	»	1000	250	1500	280	450	40	6 000	11 825
270	170	13	460	»	850	160	860	130	450	23	5 000	91 560
250	110	9	270	»	550	150	700	130	400	25	3 500	6 538
68	63	—	210	»	450	120	700	160	250	35	3 600	5 775
360	260	13	700	»	1400	250	1600	260	740	40	7 000	13 153
340	130	7	470	»	1200	250	1500	270	650	44	6 000	11 371
220	64	5	230	»	500	130	710	140	360	20	3 300	5 900
160	74	7	200	»	400	130	620	100	300	17	3 100	5 420
70	60	He опр.	75	»	115	115	360	80	580	170	3 270	5 420
80	20	»	35	»	70	8	325	5	450	—	1 620	2 820
280	125	9	305	»	643	147	870	150	400	27	3 977	7 539

Водный силикат ниобия

430	46	1	66	—	50	13	90	He опр.	20	3	610	3 429
-----	----	---	----	---	----	----	----	------------	----	---	-----	-------

Водные силикаты титана

420	130	5	410	—	580	120	480	He опр.	500	—	5 000	8 644
3000	950	15	1000	160	1 300	210	1000	»	500	120	6 000	20 405
1200	8	17	920	—	1 300	180	610	»	320	50	5 000	14 105

154, 465, 178, 179 анализировались методом бумажной хроматографии; аналитик С. Р. Абрамова с тербием. Остальные образцы анализировались количественным спектральным методом, аналитик значений в скобках указано количество образцов.

дифференциатов литий-фтористых гранитов от ранних пород к поздним во флюоритах четко уменьшается относительное содержание тяжелых лантаноидов (рис. 2, Б). Интенсивность этого процесса в различных массивах различная. Концентрация же суммы иттриевой группы с тербием (рис. 2, А) во флюоритах возрастает к поздним породам. Селективно цериевый состав РЗЭ отмечается во флюоритах литий-фтористых пегматитов Хух-Дель-Улы при относительно низких содержаниях суммы РЗЭ. Интересно отметить, что в зависимости от химической направленности метасоматического процесса резко меняется спектр РЗЭ во флюоритах. Так, в стадию кислотного выщелачивания по гранитам образуются грейзены, флюориты которых обеднены цериевыми РЗЭ относительно флюоритов из гранитов, а в следующую стадию — осаднения оснований — обра-

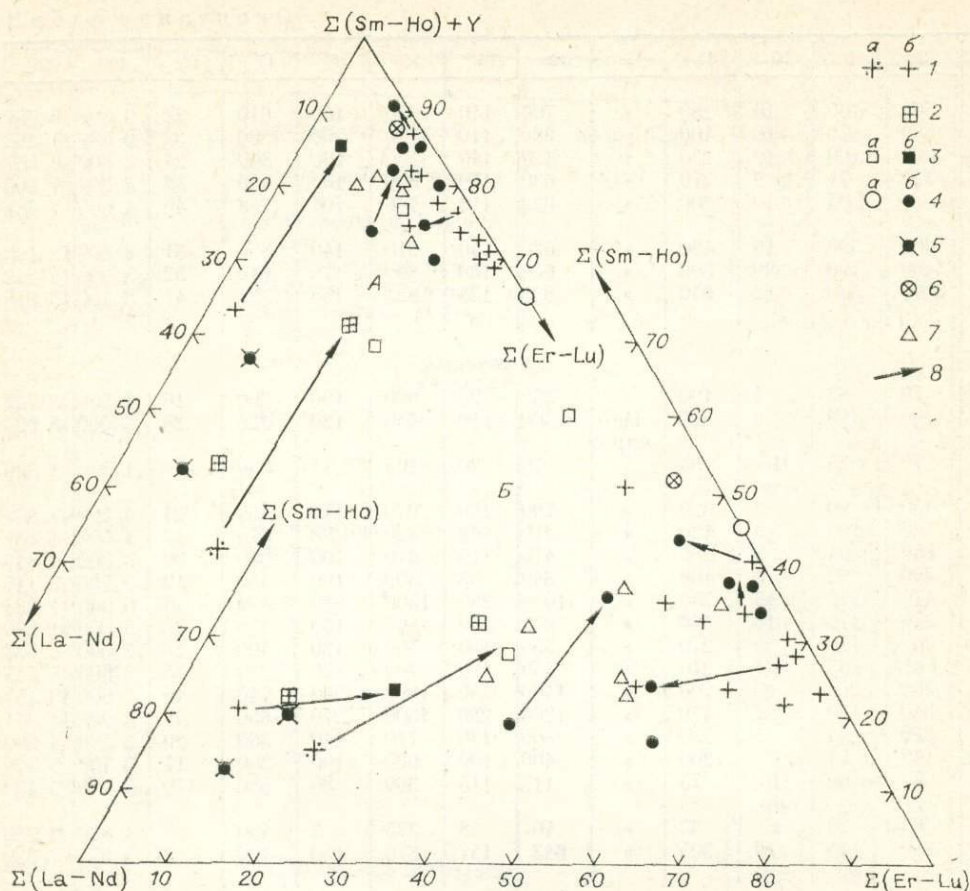


Рис. 1. Диаграмма составов РЗЭ в гранатах (А — с иттрием, Б — без иттрия, сумма элементов = 100%).

1 — граниты (здесь и в обозн. 3, 4: а — литий-фтористый и б — стандартный типы); 2 — грейзенизированные граниты; 3 — грейзены; 4 — пегматиты; 5 — тингуайты; 6 — фениты; 7 — метаморфические породы; 8 — направление эволюции составов.

зуются микроклиниты с флюоритом, обогащенным цериевой группой РЗЭ. В микроклинитах, связанных со стандартными и с литий-фтористыми гранитами, мы имеем одинаковый парагенезис редкометалльных минералов [5] монацит + ксенотим + рутил + флюорит при близких содержаниях суммы РЗЭ в породе. При общей направленности к увеличению цериевой группы во флюоритах более поздних пород, во флюоритах из микроклинитов литий-фтористого типа относительное содержание цериевой группы РЗЭ значительно выше, чем из микроклинитов стандартных гранитоидов. Так как массивы литий-фтористого типа более дифференцированные [11], чем массивы стандартных гранитоидов, можно заключить, что соотношение групп РЗЭ в спектре во флюоритах находится в зависимости как от первичного спектра РЗЭ в родоначальных магмах, так и от глубины прошедшей дифференциации вещества. Подобная микроклинитам картина соотношения спектра РЗЭ между флюоритами двух этих типов наблюдается и в пегматитах. Сумму и спектр РЗЭ во флюоритах, учитывая их распространенность, можно считать одними из дополнительных критериев отнесения гранитоидов к тому или иному геохимическому типу.

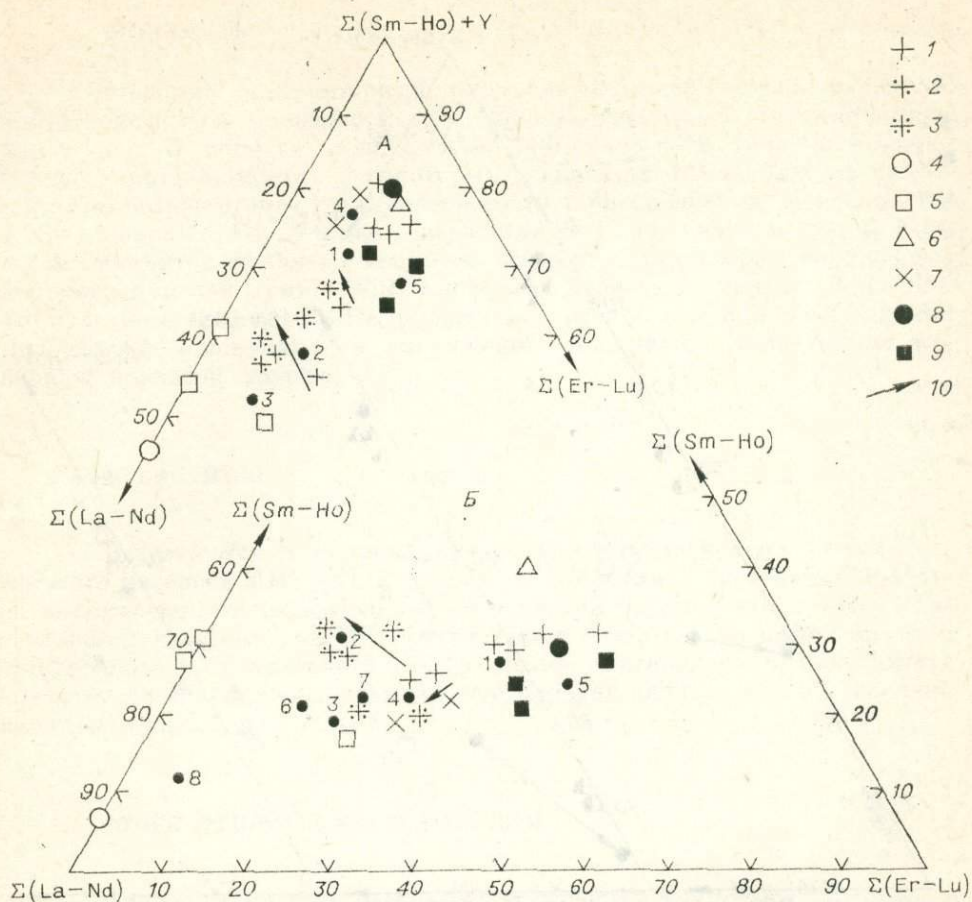


Рис. 2. Диаграмма составов РЗЭ во флюоритах (А — с иттрием, Б — без иттрия). Литий-фтористый тип: 1 — биотитовые граниты, 2 — микроклин-альбитовые граниты, 3 — амазонитовые граниты, 4 — пегматиты, 5 — микроклиниты, 6 — грейзены (слюдиты). Щелочной тип: 7 — аляскинты. Стандартный тип: 8 — пегматиты, 9 — микроклиниты, 10 — направление эволюции составов. Цифры на рисунке — средние составы РЗЭ: литий-фтористый тип, 1 — биотитовые граниты, 2 — микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты, 3 — микроклиниты; щелочной тип, 4 — аляскинты; стандартный тип, 5 — микроклиниты; средние составы по В. В. Дяхвичу: 6 — интрузивные палингенные граниты, 7 — автохтонные граниты, 8 — щелочные граниты.

АПАТИТЫ

Апатит — характерный аксессуарный минерал гранитоидов стандартного геохимического типа и щелочных пород. В последних он иногда выступает в роли породообразующего минерала в апатитовых и апатит-магнетитовых породах (нелсонитах) [14]. Сумма РЗЭ в апатитах из различных дифференциатов стандартных гранитоидов варьирует. От ранних фаз гранитов к поздним и в процессе грейзенизации сумма РЗЭ в апатитах уменьшается, а концентрация иттрия остается на близком уровне. В спектре РЗЭ в апатитах отмечается почти полное отсутствие тяжелых лантаноидов (рис. 3), и все изменения спектра фиксируются в соотношениях церевой и иттриевой групп.

Наибольшие относительные концентрации тяжелых лантаноидов (до 15%) наблюдаются в манганоапатитах литневых пегматитов Хух-Дель-Улы [6].

По сравнению с апатитами гранитоидов в породах карбонатитового комплекса МНР [14] апатиты характеризуются большими вариациями

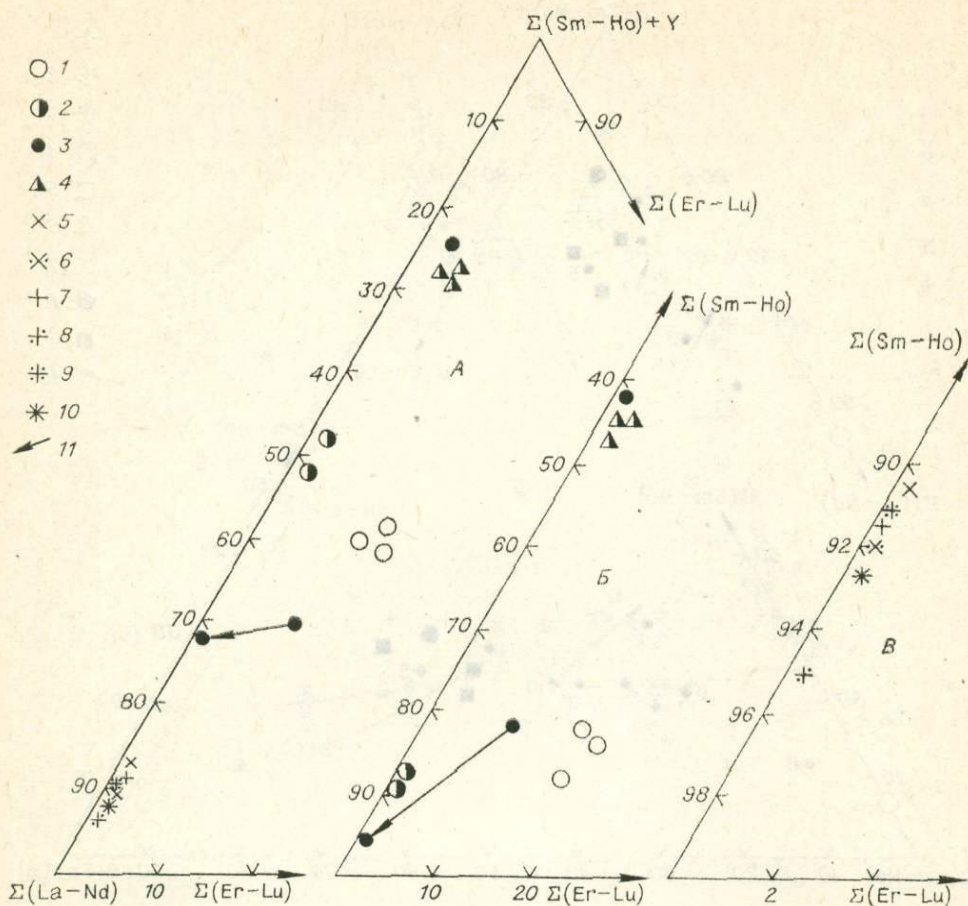


Рис. 3. Диаграмма составов РЗЭ в апатитах (А — с иттрием, Б, В — без иттрия). 1 — литий-фтористые пегматиты. Стандартный тип: 2 — граниты, 3 — пегматиты, 4 — грейзены-Щелочной тип (средние); 5 — эффузивные породы (меланефелиниты, трахиты, фонолиты), 6 — интрузивные породы (сиениты, тингуаиты), 7 — магнетит-apatитовые породы, 8 — апатитовые породы, 9 — флюорит-магнетит-apatитовые породы, 10 — карбонатиты, 11 — направление эволюции состава.

суммы РЗЭ. В щелочных эффузивах средние значения концентраций РЗЭ в апатитах близки к таковым для апатитов интрузивных пород того же комплекса и незначительно превышают средние значения для апатитов щелочных пород [16]. Несущественные различия фиксируются в спектре апатитов для обеих разновидностей щелочных пород. Это говорит в пользу того, что эти образования отличаются только механизмом внедрения и скоростью кристаллизации на месте, и значительной дифференциации магм при кристаллизации сиенитов не происходило. В апатитах из апатит-магнетитовых пород (нельсонитов) комплекса сумма РЗЭ в 3 раза выше, а в апатитовых породах (apatитолитах) в 6 раз выше, чем в более ранних силикатных породах. Поэтому трудно объяснить образование этих пород только путем фракционирования раннего апатита из силикатной магмы. Апатиты карбонатитового комплекса имеют селективно цериевый состав лантаноидов, что, вероятно, связано с главной схемой изоморфизма в этих апатитах: $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \rightleftharpoons \text{TR}^{3+} + \text{Si}^{4+}$. Концентрация иттрия в апатитах закономерно возрастает от ранних пород к поздним от 300 до 5000 г/т. В всех породах комплекса апатиты являются одними из главных носителей и концентраторов РЗЭ.

МОНАЦИТЫ

Монацит — характерный акцессорный минерал гранитоидов литий-фтористого и в меньшей мере щелочногранитного геохимического типов [5]. В породах стандартного геохимического типа встречается только в микроклинитах и некоторых пегматитах. В монаците из микроклинитов стандартного геохимического типа по сравнению с монацитами других пород (табл. 2) выше содержания лантана, церия и суммы РЗЭ, а для монацитов щелочных гранитов, напротив, характерны пониженные концентрации как суммы РЗЭ, так и всех элементов спектра. Вероятно, это связано с тем, что РЗЭ в породах перераспределяются между двумя минералами — монацитом и синхизитом. Монациты — селективные минералы цериевой группы РЗЭ.

КСЕНОТИМЫ

Встречаются в микроклинитах Бага-Газрынского и Тюмен-Цогтинского массивов МНР [5]. В изученных ксенотимах отмечаются довольно высокие концентрации элементов цериевой группы, что не очень характерно для ксенотимов [18]. Отсутствие в ксенотиме из микроклинитов стандартного геохимического типа тяжелых лантаноидов можно считать аналитической ошибкой, учитывая, что минерал анализировался из очень малой навески.

ФТОРКАРБОНАТЫ РЗЭ И КАЛЬЦИЯ

Минералы группы бастнезита встречены в МНР только в породах щелочного геохимического типа в Хан-Богдинском и Лугингольском массивах и породах карбонатитового комплекса.

БАСТНЕЗИТЫ

Образуют значительные скопления (до 40% в породах) в карбонатных и карбонат-флюоритовых жилах Лугингольского массива псевдолейцитовых сиенитов. В бастнезите обнаружен весь спектр РЗЭ при доминировании церия и лантана. Несколько удивляет низкая сумма РЗЭ по сравнению с известными бастнезитами [20], что можно объяснить изоморфной примесью тория.

СИНХИЗИТЫ

Типоморфный минерал арфведсонитовых гранитов и пегматитов Хан-Богдинского массива [5, 10]. От бастнезитов Лугингола отличается (см. табл. 2) большей (в 2 раза) концентрацией неодима и повышенной концентрацией тяжелых лантаноидов. У синхизита — одного из главных концентраторов РЗЭ в породах Хан-Богдинского массива — отмечается ярко выраженный Eu минимум [15].

Содержание и спектр РЗЭ и

№ п/п	№ обр.	Порода	La	Ge	Pr	Nd	Sm
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Водные редкоземельно-циркониевые минералы</i>							
1	856/51	Арфведсонитовый эгерит	1 970	6 840	2 300	0 100	2 830
2	1792/2	Арфведсонитовый пегматит	11 000	19 000	1 700	11 000	2 700
3	1741/61	То же	18 000	34 000	3 700	14 000	3 700
4	1793—4	»	14 000	37 000	3 800	21 000	4 300
5	1793—44	»	12 000	36 000	4 000	19 000	5 000
6	1808/12	»	10 000	23 000	2 000	20 000	3 800
7	1819/8	»	260	440	30	400	110
8	1819/10a	»	210	220	40	340	95
9	908/1	»	12 000	18 000	1 500	23 000	4 000
10	1806/7	»	10 000	20 000	3 400	18 000	3 800
11	1251/6	»	1 800	2 000	100	2 700	450
<i>Водный силикат РЗЭ</i>							
12	1428/6	Арфведсонитовый пегматит	48 000	80 000	6 800	30 000	4 600
13	1428/61	То же	45 000	80 000	13 000	25 000	5 000
14	1428/4	»	35 000	145 000	10 000	16 000	4 400
<i>Синклизит</i>							
15	1046	Арфведсонитовый пегматит	160 000	240 000	24 000	108 000	15 000
<i>Бастнезит</i>							
16	1410	Карбонатная жила	190 000	220 000	13 000	52 000	5 000
17	1366	Флюорит-карбонатная жила	100 000	220 000	14 000	5 400	5 000
<i>Ксенотим</i>							
18	625	Микроклинит	11 400	34 100	1 300	16 500	6 900
19	20	»	29 800	43 200	6 600	59 300	He. опр.
<i>Монацит</i>							
20	623	Микроклинит	91 800	233 500	31 200	99 700	19 300
21	833	»	124 600	268 200	30 900	72 100	15 700
22	898	Арфведсонитовый гранит	97 000	227 000	22 600	65 000	6 200
<i>Колумбит</i>							
23	1100	Литиевый пегматит	25	170	10	40	5
<i>Пироклор</i>							
24	752	Литиевый пегматит	130	190	20	170	30
<i>Бетафит</i>							
25	864	Пегматит	3 200	6 000	1 400	5 000	4 600

иттрия в минералах, г/т

Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣTR+Y
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<i>Водные редкоземельно-циркониевые минералы</i>										
He опр.	3 520	He опр.	3620	1080	4 850	860	3 710	—	9 180	46 860
»	2 300	»	2800	1100	1 000	He опр.	900	He опр.	14 000	67 500
130	3 200	»	4100	800	2 800	240	2 000	60	15 000	101 730
180	5 300	»	5400	820	2 600	330	1 600	50	18 000	114 380
180	5 000	»	8000	1300	5 600	860	4 000	87	25 000	126 017
130	4 200	»	5700	940	4 000	400	2 300	63	14 000	91 633
12	280	»	650	120	820	140	340	21	33 000	6 923
9	260	»	550	120	700	120	580	18	3 000	6 262
130	4 400	»	4300	He опр.	2 600	200	3 700	42	2 000	83 872
140	4 000	»	4700	»	2 900	300	2 200	50	14 000	89 490
50	300	»	850	»	He опр.	80	700	28	2 800	11 858
<i>Водный силикат РЗЭ</i>										
He опр.	3 500	He опр.	1800	400	600	He опр.	400	He опр.	7 000	183 000
170	3 600	300	1200	500	1 000	»	400	40	6 200	181 410
160	3 800	500	1800	800	1 200	»	600	80	9 000	228 340
<i>Синклизит</i>										
400	7 500	He опр.	1100	300	1 000	»	10	He опр.	3 200	560 610
<i>Бастнезит</i>										
1200	1 700	He опр.	400	150	300	He опр.	140	He опр.	700	484 590
1200	1 500	»	500	160	300	»	60	»	700	457 490
<i>Ксенотим</i>										
He опр.	21 700	He опр.	39 000	4 800	32 500	—	44200	—	268 000	480 400
»	48 800	»	He опр.	He опр.	He опр.	—	He опр.	—	312 200	500 000
<i>Монацит</i>										
He опр.	9 300	He опр.	4 400	—	—	—	—	—	12 600	501 800
»	9 300	»	7 000	—	—	—	—	—	8 200	536 000
»	5 500	»	—	—	—	—	—	—	3 200	426 200
<i>Колумбит</i>										
He опр.	5	He опр.	10	—	—	—	—	—	190	455
<i>Пироклор</i>										
He опр.	20	He опр.	10	—	—	—	—	—	430	1 000
<i>Бетафит</i>										
He опр.	7 100	He опр.	10 300	3 800	11 500	2100	16 200	2300	111 900	185 400

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Эшинит</i>							
26	864/4	Пегматит	18 400	51 900	4 000	17 400	3 900
<i>Ортит</i>							
27	726/2	Пегматит	30 300	105 600	13 200	470 000	9 700
<i>Поликраз</i>							
28	769	Пегматит	1 600	8 700	1 900	14 200	9 100
<i>Приорит</i>							
29	769/2	Пегматит	1 800	14 900	2 300	22 400	14 000
<i>Танталит</i>							
30	769/1	Пегматит	590	2 150	390	2 220	1 500
<i>Апатиты</i>							
Стандартный геохимический тип							
31	862	Биотитовый гранит	880	2 360	475	1 650	500
32	866	Жильный »	270	455	15	280	20
33	720	Мусковитовый пегматит	80	400	40	250	40
34	10	Турмалиновый	220	950	60	490	110
35	518	Двуслюдяной гранит	170	500	170	450	280
36	538	Мусковитовый грейзен	200	520	170	470	300
37	539	Мусковитовый грейзен	180	480	150	330	250
38	522/10	» »	140	420	150	390	250
Литий-фтористый геохимический тип							
39	521/7	Литиевый пегматит	550	840	60	110	145
40	521/14	» »	610	1 020	50	100	45
41	1101/2	» »	275	340	30	85	45
Щелочные породы							
42	1260	Тингуаит	3 310	8 070	440	3 480	565
43	1978	Лавы меланефелинитов	1 800	3 300	310	1 900	320
44	1980	» »	2 100	4 100	350	9 100	380
45	1979	Шонкинит	2 500	4 800	460	2 400	370
46	1870	Лавы трахитов	3 800	10 000	1 300	3 900	770
47	1871	Лавы трахитов	2 000	4 300	440	2 700	460
48	1873	» »	2 800	6 200	1200	3 100	620
49	1901/32	Ксенокристаллы в трахите	2 600	5 500	940	2 400	430
50	1872a	Агломерат трахитов	5 600	12 000	1 100	5 400	910
51	1872b	» »	3 400	5 400	900	3 000	570
52	1913	Лавы фonoлитов	1 500	3 200	320	1 700	280
53	1915	Лавы трахиллиаритов	4 400	12 000	1500	4 800	900
54	4001	» »	820	2 200	240	1 300	250
55	4018	» »	900	1 900	200	1 100	170

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<i>Эшинит</i>										
Не опр.	1 900	Не опр.	1 900	2400	3 000	40	2 500	40	13 400	120 780
<i>Ортит</i>										
Не опр.	3 100	Не опр.	900	100	1 400	—	900	—	5 400	218 100
<i>Поликраз</i>										
Не опр.	7 400	Не опр.	3 100	700	4 000	500	4 300	400	41 200	97 100
<i>Приорит</i>										
Не опр.	10 200	Не опр.	3 800	1300	5 000	400	6 500	400	65 200	148 200
<i>Танталит</i>										
Не опр.	1 300	Не опр.	460	120	540	50	730	50	7 530	17 630
<i>Апатиты</i>										
Стандартный геохимический тип										
Не опр.	440	215	215	70	395	—	200	Не опр.	1 520	8 705
»	35	—	—	—	—	—	—	»	345	1 400
»	40	—	—	—	—	—	—	»	800	1 650
»	110	—	—	—	—	—	—	»	1 000	3 000
»	550	Не опр.	900	100	Не опр.	Не опр.	100	»	2 600	5 820
»	450	»	740	100	»	»	93	»	2 700	7 743
Не опр.	410	Не опр.	680	100	Не опр.	Не опр.	110	Не опр.	2 500	5 190
»	370	»	650	95	»	»	95	»	1 900	4 400
Литий-фтористый геохимический тип										
Не опр.	145	Не опр.	110	10	165	—	245	—	1 045	3 430
»	60	»	50	20	90	40	205	»	1 250	3 545
»	45	»	65	10	60	5	150	»	400	1 510
Щелочные породы										
Не опр.	500	Не опр.	185	—	—	—	—	—	1 325	17 825
80	210	»	90	13	22	4	10	Не опр.	270	8 329
Не опр.	260	»	100	14	24	5	11	»	320	9 871
64	230	»	90	14	22	5	13	»	320	11 288
180	760	»	250	50	110	Не опр.	50	»	1 000	22 170
90	310	Не опр.	130	19	34	6	17	Не опр.	410	10 916
140	500	»	150	25	60	Не опр.	32	»	430	15 257
140	470	»	150	29	68	»	38	»	500	12 419
180	760	»	230	45	110	»	61	»	1 000	27 396
175	450	»	150	22	45	»	27	»	460	14 579
57	180	»	70	10	19	4	9	»	230	7 579
140	800	»	290	58	170	Не опр.	100	»	1 400	26 558
68	160	»	60	99	17	3	8	»	190	5 325
49	130	»	60	16	16	4	8	»	200	4 746

1	2	3	4	5	6	7	8
56	1970	Жила трахилина-рита	3 100	6 600	700	3 800	730
57	Среднее	Щелочные лавы (14)	2 950	6 400	800	3 040	550
58	1882	Снежит: нефелиновый	4 400	9 200	1 200	3 200	510
59	1895	щелочной	4 400	8 400	900	4 100	720
60	1911	жильный	3 700	7 600	800	4 100	760
61	2027	щелочной	4 800	8 000	800	3 600	540
62	2034	»	2 000	4 000	400	2 000	330
63	1974	кварцевый	1 800	3 500	320	1 700	300
64	Средние	Интрузивные поро- ды (6)	3 500	6 800	740	3 100	530
65	1894	Апатит-магнетито- вые	12 000	22 000	3 700	10 000	2 700
66	1896	»	5 300	15 000	2 200	5 800	1 100
67	1886	»	4 600	10 000	1 100	4 800	820
68	1887	»	4 200	11 000	1 300	4 200	890
69	1888	»	4 000	11 000	1 300	4 500	870
70	1902	»	4 200	19 000	2 500	7 700	1 300
71	1903	»	8 000	9 000	2 500	7 700	1 200
72	1885	Апатит-целестино- вая	3 800	8 400	770	3 500	730
73	1901	Апатитовая жила	2 100	32 000	3 600	12 000	2 200
74	1898	Флюорит-apatито- вая	6 500	16 000	2 900	6 900	1 300
75	1899	»	10 000	18 000	2 300	7 700	1 300
76	1904	Апатитовая порода	21 000	33 000	3 200	10 000	1 800
77	1904a	»	17 000	33 000	2 400	7 300	1 200
78	1905	»	45 000	80 000	6 000	20 000	3 000
79	1905a	»	26 000	46 000	5 000	17 000	3 300
80	1901/26	»	5 200	11 000	1 700	4 600	650
81	1984/10	»	12 000	24 000	2 600	10 000	2 200
82	1976a	Апатит-магнетито- вая	1 300	2 300	470	920	160
83	1976b	»	1 200	2 000	360	1 200	160
84	2033	Апатит халцедоно- вая	1 500	2 900	280	1 400	200
85	1983/15	Кальцитовый кар- бонатит	1 400	2 300	370	1 200	145
86	1983/116	То же	530	1 300	320	530	90
87	1876a	» (белый апатит)	1 400	2 300	470	1 000	160
88	1876b	» (черный апатит)	1 200	2 000	360	1 200	160
89	Средние	Апатит-магнетито- вые (10)	6 840	13 040	1 927	6 280	1 221
90	Средние	Апатитовые поро- ды (7)	21 000	37 000	3 500	11 600	2 020

Примечание. 4, 18—34, 39—42 анализировались методом бумажной хроматографии, анализ Е. В. Смирнова (1973—1978). 35—38 — данные В. С. Антипина [1]. Для средних значений — 1—15, 22; Лугингол — 16, 17, 42; Багагазрын — 18, 20; Тюмен Цогто — 19; Их-Хайрхан — 21; Хайрхан — 25, 26, 31, 32; Модото — 33; Ихэ-Наротин-Хид — 27—30; Хуху-Ула — 34; Хадасан — 35, 53, 58—60, 65—81, 87—88; Улугей-Хид — 54—56, 62—63, 83—86; Баян-Хушу — 62.

ТАНТАЛО-НИОБАТЫ И ТИТАНО-ТАНТАЛО-НИОБАТЫ

В гранитных пегматитах стандартного геохимического типа Ихэ-Наротин-Хидского и Онгон-Хайрханского массивов встречен целый ряд минералов, близких к приориту, эшиниту, поликразу, иттро-бетафиту и танталиту. Эти минералы требуют еще дополнительной диагностики. В литий-фтористых пегматитах Хух-Дель-Улы встречен парагенез колумбита с пироксеном.

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
81	430	He опр.	180	31	62	8	30	He опр.	610	16 362
120	450	»	140	27	62	5	33	»	570	15 147
125	450	»	130	25	60	He опр.	30	»	600	19 930
110	600	»	200	40	100	»	57	»	670	20 297
130	470	»	200	32	61	10	33	»	720	18 616
80	390	»	160	23	52	9	26	»	650	19 130
63	240	»	100	14	28	5	16	»	370	9 566
38	220	»	110	14	35	6	21	»	390	8 454
900	400	He опр.	130	25	50	7	30	»	570	15 978
280	1 100	»	3700	80	180	He опр.	88	»	1 700	57 528
260	1 000	»	330	68	160	»	110	»	1 500	32 668
125	830	»	290	63	170	»	110	»	1 700	24 608
910	530	»	220	42	84	»	79	»	800	23 555
190	680	»	250	49	110	»	95	»	900	24 744
250	1 000	»	340	68	170	»	110	»	1 700	43 338
180	1 000	He опр.	350	75	170	He опр.	110	He опр.	1 300	41 585
190	530	»	190	38	100	»	64	»	800	14 912
370	1 100	»	430	120	200	»	190	»	2 100	75 310
270	1 200	»	380	85	200	»	1110	»	1 900	37 745
275	880	»	340	83	120	»	110	»	1 300	42 408
350	800	»	240	65	110	»	82	»	1 300	74 107
250	610	»	240	55	110	»	81	»	900	63 146
520	1 400	»	560	160	270	»	190	»	3 300	160 400
260	1 300	»	500	100	210	»	270	»	2 400	102 340
225	520	»	160	30	120	»	60	»	800	25 065
120	1 000	»	400	69	160	26	120	»	1 500	53 995
50	100	»	40	6	20	He	12	»	190	5 568
50	100	»	40	8	25	опр.	12	»	140	8 535
67	130	»	65	9	20	5	13	»	230	6 819
40	100	»	60	11	40	He опр.	20	»	170	5 856
30	52	»	30	7	20	»	10	»	120	3 009
50	100	»	40	6	20	»	12	»	190	5 748
50	100	»	40	8	25	»	12	»	140	5 295
223	875	»	639	65	130	»	100	»	1 420	32 121
300	960	»	360	85	170	26	140	»	1 760	78 921

аналитик С. Р. Абрамова (1970—1972 гг.), остальные — количественным спектральным методом в скобках указано количество образцов. Название массивов анализированных минералов: Хан-Богдо-Поле топаз — лепидолит-альбитовых пегматитов Хух-Дель-Ула — 23, 24, 39—41; Онгон-Дашичилинг — 35—38; массивы карбонатитовых комплексов южного Гоби: Мушугай-Худук—43—

Наивысшие концентрации РЗЭ и иттрия отмечаются в иттро-бетафите Онгон-Хайрханского массива. От пироксена литиевых пегматитов, в которых отсутствует группа тяжелых лантаноидов, иттро-бетафит резко отличается высоким содержанием как тяжелых лантаноидов, так и иттриевой группы РЗЭ (рис. 4). В приорите, поликразе и танталите из пегматитов Ихэ-Наротин-Хидского массива соотношение группы РЗЭ в спектре очень близкое при значительной разнице суммы РЗЭ, которая у танталита 1,8%, поликразы 7,9% и приорита 14,8%. У пироксена и колумбита из литий-

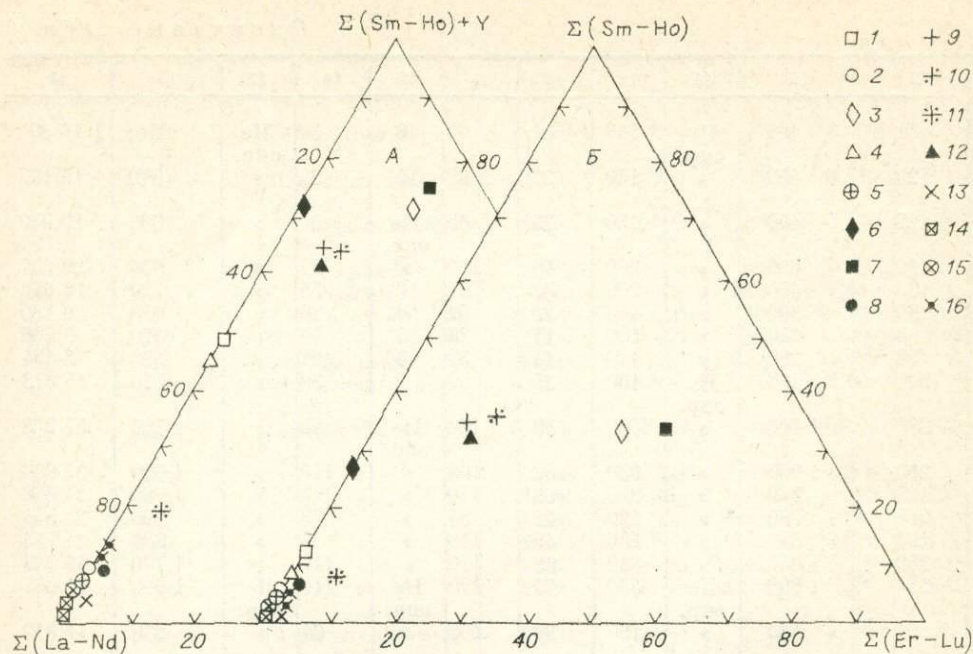


Рис. 4. Диаграмма составов РЗЭ в собственных минералах РЗЭ, тантало-ниобатах и др. (А — с иттрием, В — без иттрия).

Литий-фтористый тип: 1 — пироклор, 2 — монацит, 3 — ксенотим, 4 — колумбит. Стандартный тип: 5 — монацит, 6 — ксенотим, 7 — бетафит (?), 8 — ортит, 9 — приорит (?), 10 — поликраз (?), 11 — эшинит (?), 12 — танталит. Щелочной тип: 13 — синхизит, 14 — бастнезит, 15 — монацит, 16 — водные силикаты РЗЭ.

фтористых пегматитов спектры РЗЭ близки, хотя сумма РЗЭ в пироклоре в 2 раза выше, чем в колумбите. Факт близости спектров колумбита и пироклора говорит в пользу изоморфизма в них РЗЭ с ниобием, а не с кальцием и железом (марганцем).

СФЕНЫ

Встречаются сфены в породах всех геохимических типов, кроме литий-фтористого. Наблюдается закономерное увеличение содержаний суммы РЗЭ и иттрия в сфенах из пород менее дифференцированного гранодиорит-гранитного геохимического типа к стандартным гранитоидам и к щелочным гранитам. Подобная же тенденция прослеживается для всех геохимических типов при сопоставлении сфенов от ранних пород к более поздним. Спектры РЗЭ сфенов характеризуются следующими особенностями (рис. 5). Сфены из пород гранодиорит-гранитного типа и псевдолейцитовых сиенитов Лугингола являются селективно цериевыми. В этих массивах от ранних пород к поздним увеличивается концентрация иттриевой группы РЗЭ. При движении от цериевых составов РЗЭ к иттриевым на диаграмме выделяются три поля составов РЗЭ. В первое попадают сфены диоритов и псевдолейцитовых сиенитов. В следующее поле попадают составы РЗЭ сфенов стандартных гранитов, гастингситовых и катафоритовых щелочных гранитов. В третье, наиболее иттриевое поле попадают составы РЗЭ сфенов из пегматитов, причем для сфенов арфведсонитовых пегматитов по сравнению со сфенами рибекитовых и биотитовых пегматитов характерны более низкие концентрации тяжелых лантаноидов. Во всех сфенах наблюдается выраженный европиевый минимум [15]. От гранитов к пегматитам во всех типах пород резко увеличиваются кон-

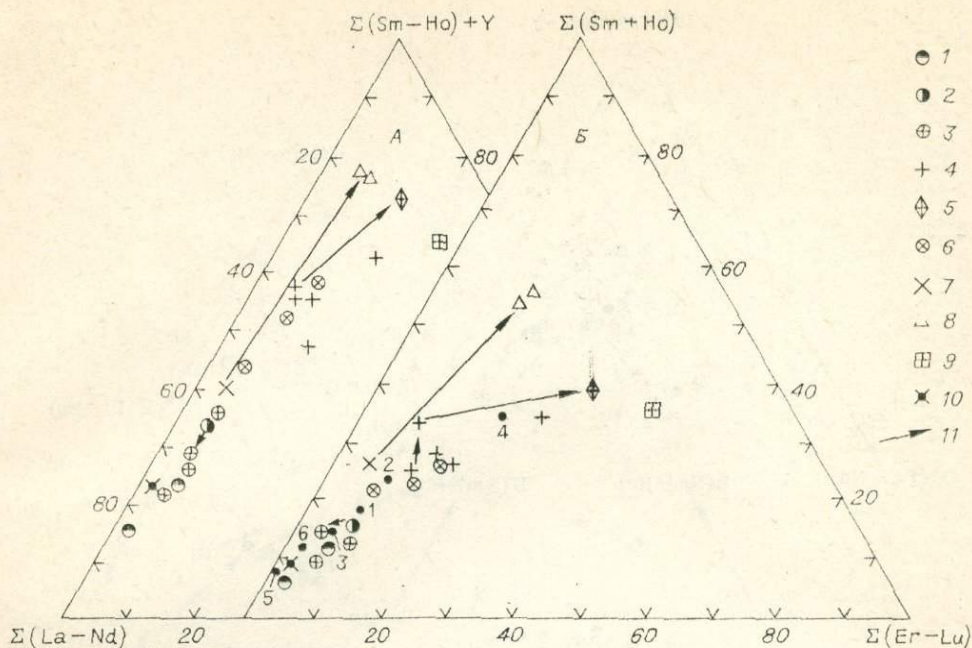


Рис. 5. Диаграмма составов РЗЭ в сфенах (А — с иттрием, Б — без иттрия).

Габбро-диоритовый тип: 1 — диориты. Гранодиорит-гранитный тип: 2 — гранодиориты, 3 — граниты и граносиениты. Стандартный тип: 4 — граниты, 5 — пегматиты. Щелочной тип: 6 — гастингситовые граниты, 7 — катофоритовые граниты, 8 — арфведсонитовые пегматиты, 9 — рибекитовые пегматиты, 10 — нефелиновые сиениты, 11 — направление эволюции состава. Пронумерованы точки средних составов РЗЭ в сфенах по Дяховичу: 1 — палингенные граниты, 2 — автохтонные граниты, 3 — граниты габбровой формации, 4 — гнейсы и мигматиты, 5 — щелочные породы (сиениты), 6 — основные породы.

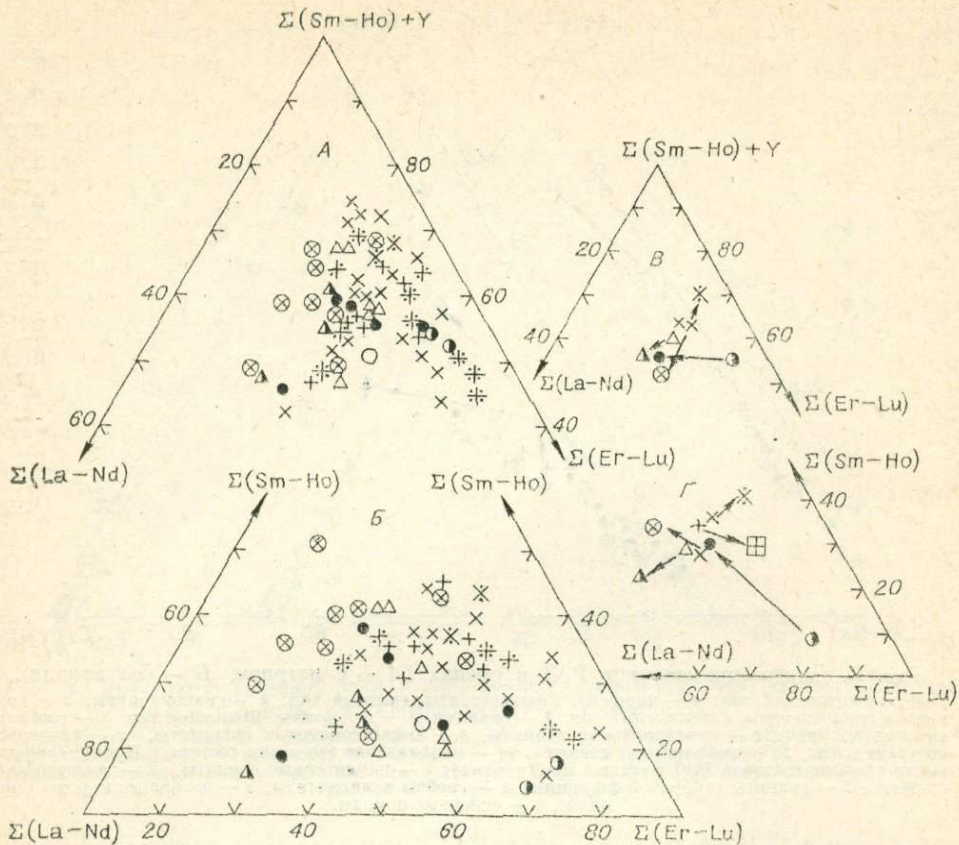
центрации иттриевой группы лантаноидов и иттрия. В некоторых случаях по геохимическим данным довольно сложно решить вопрос — к стандартному или гранодиорит-гранитному типу относятся массивы биотитовых гранитов. В качестве индикатора для решения этого вопроса можно использовать спектры РЗЭ в сфенах.

ОРТИТЫ

Встречены в редкометальном гранитном пегматите Ихэ-Наротин-Хидского массива. В спектре РЗЭ преобладает цериевая группа с максимумом церия. По спектру РЗЭ близок к среднему значению для ортитов [18].

ЦИРКОНЫ

Циркон встречается как первичный акцессорный минерал в породах всех пяти геохимических типов МНР [5] и играет значительную роль в концентрировании в них РЗЭ. Только в агапитовых арфведсонитовых гранитах и пегматитах Хаи-Богдо циркон встречается как вторичный минерал по эльпидиту, армстронгиту и редкоземельно-циркониевым минералам. Степень концентрирования цирконом РЗЭ и иттрия закономерно растет от цирконов из пород габбро-диоритового типа к цирконам стандартных и литий-фтористых гранитов. Внутри каждого геохимического типа от ранних дифференциатов к поздним сумма РЗЭ и иттрия в цирконе также возрастает. Дисперсия концентраций РЗЭ в цирконах различных массивов в пределах одного геохимического типа пород довольно



●1 ●2 ○3 +4 †5 ‡6 ▣7 ×8 ※9 ⊗10 △11 ▲12 →13

Рис. 6. Диаграмма составов РЗЭ в цирконах (А, В — с иттрием, В, Г — без иттрия). Габбро-диоритовый тип: 1 — диориты. Стандартный тип: 2 — граниты, 3 — пегматиты. Литий-фтористый тип: 4 — биотитовые граниты, 5 — микроклин-альбитовые граниты, 6 — амазонитовые граниты, 7 — микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты (среднее). Щелочной тип: 8 — катофоритовые граниты, 9 — рибекитовые пегматиты, 10 — арфвусонитовые пегматиты, 11 — нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, 12 — нефелиновые сиениты (жильные), 13 — направление эволюции составов.

значительна, но для средних содержаний РЗЭ по геохимическому типу выдерживается отмеченная выше закономерность. Особо стоит отметить цирконы псевдолейцитовых сиенитов Лугингольского массива, которые обладают низкими суммами РЗЭ и иттрия, однако от ранних фаз к поздним в цирконах сиенитов также возрастает сумма РЗЭ и иттрия. Для цирконов характерен полный спектр РЗЭ. Во всех изученных цирконах наблюдается европиевый минимум [15]. Ранее считалось [18], что цирконы селективно концентрируют тяжелые лантаноиды. По нашим данным (рис. 6), для цирконов характерен комплексный состав РЗЭ с некоторым дефицитом цериевой группы. Если суммировать концентрации иттрия с иттриевой группой РЗЭ в цирконах, то с большим основанием цирконы можно считать селективно иттриевыми минералами. Как видно из рис. 6, спектры РЗЭ в цирконах из различных типов пород разные. Так, наименьшие относительные концентрации цериевой группы у цирконов литий-фтористых, а наибольшие — у цирконов псевдолейцитовых сиенитов. Цирконы стандартных гранитов и щелочных катофоритовых гранитов в этом отношении занимают промежуточное положение. Дисперсию расположения точек цирконов из агнаитовых пегматитов Хан-Богдинского массива можно объяснить тем, что они развиваются по различным первичным

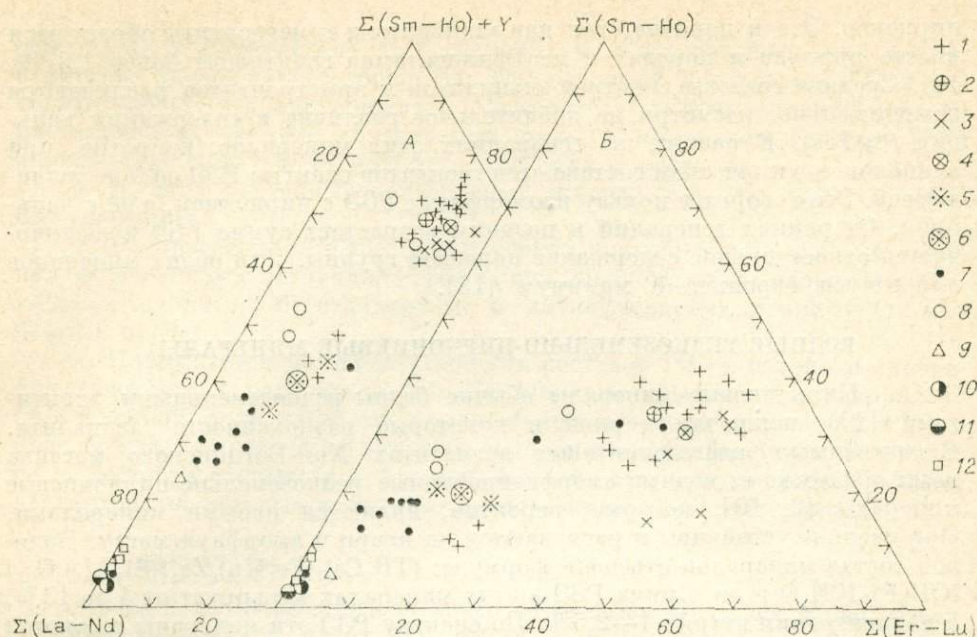


Рис. 7. Диаграмма составов РЗЭ в цирконосиликатах, силикатах ниобия и РЗЭ из щелочных гранитов и пегматитов Хап-Богдинского массива (А — с иттрием, В — без иттрия).

1 — эльпидиты; 2 — эльпидиты (среднее); 3 — армстронгиты I; 4 — армстронгиты I (среднее) 5 — армстронгиты II; 6 — армстронгиты II (среднее); 7 — редкоземельно-циркониевые силикаты 8 — титаносиликаты; 9 — силикаты ниобия; 10 — синхизит; 11 — монацит; 12 — бастнезит.

минералам и наследуют спектр РЗЭ этих минералов. То, что по различным циркониевым минералам развиваются разные цирконы, доказывается и одновременными находками в одной породе вторичных кристаллов циркона, бесформенных образований и сферолитов (см. табл. 1, № 1251), спектры РЗЭ которых имеют отличия. На диаграмме средних составов отмечается различная эволюция спектров цирконов от ранних пород к поздним в различных геохимических типах пород. Так, от диоритов к стандартным гранитам и от арфведсонитовых гранитов к пегматитам уменьшаются концентрации тяжелых лантаноидов. Напротив, в литий-фтористом типе от ранних аляскистов к микроклин-альбитовым и амазонитовым гранитам в цирконах содержания тяжелых лантаноидов возрастают. От катофоритовых гранитов к пегматитам в цирконах концентрации цериевой группы РЗЭ уменьшаются, и в псевдолейцитовых породах к поздним образованиям, напротив, возрастают. Подобные тенденции наблюдаются и на диаграмме с иттрием (см. рис. 6, А). Из сказанного можно заключить, что спектр РЗЭ в цирконах чутко реагирует на химизм пород и на ход процесса дифференциации.

ЭЛЬПИДИТЫ-АРМСТРОНГИТЫ

В литературе имеется очень мало данных о концентрациях РЗЭ и иттрия в эльпидитах и других цирконосиликатах. Минералы группы эльпидита—армстронгита концентрируют весь спектр РЗЭ при сумме от 0,1 до 1,2% и иттрия от 0,1 до 0,8%. В породах Хап-Богдинского (рис. 7) массива эльпидиты и армстронгиты выступают как акцессорные, а иногда и как породообразующие минералы [3, 4, 9, 10]. Спектр РЗЭ в эльпидитах и армстронгитах носит комплексный характер с небольшим дефицитом цериевой группы (кроме II генерации этих минералов) и близок к спектру

цирконов. Это и понятно, так как эльпидиты и армстронгиты образуются вместо циркона в породах с коэффициентами гваяитности более 1,2 [9, 10]. Средние составы спектров эльпидитов и армстронгитов различаются незначительно, несмотря на значительное различие в содержании кальция ($> 7\%$). В разных же генерациях этих минералов, напротив, при одинаковом химическом составе армстронгитов спектры РЗЭ сильно различаются. Это говорит в пользу изоморфизма РЗЭ с цирконием, а не с кальцием. От ранних генераций к поздним возрастает сумма РЗЭ и увеличивается относительное содержание цериевой группы. Для обоих минералов характерен европиевый минимум [15].

ВОДНЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ЦИРКОНИЕВЫЕ МИНЕРАЛЫ

Циркониевые минералы обычно бедны редкоземельными элементами [20], исключая циркон и некоторые разновидности эвдиалита. В агпаитовых арфведсонитовых пегматитах Хан-Богдинского массива нами обнаружены водные аморфизированные редкоземельно-циркониевые минералы [9, 10], которые, вероятно, являются новыми минералами. Они очень неустойчивы и распадаются на кварц и аморфную массу. Валовой состав минералов отвечает формуле: $(\text{TR}_1\text{Ca})_1(\text{Fe}_1\text{Mn})_2\text{Zr}_2\text{I}(\text{Si}_7\text{Al}_1)_2\text{O}_{22}$ (OH_1F) $\cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и др. Сумма РЗЭ в этих минералах варьирует от 4 до 13%, а концентрация иттрия 1—2,5%. По спектру РЗЭ эти минералы являются селективно цериевыми и заполняют промежуток между эльпидитами и фторкарбонатами РЗЭ. Несколько отбиваются по спектру от этих минералов № 7 и 8 (см. табл. 2). По внешнему виду они аналогичны редкоземельно-циркониевым минералам, а по спектру РЗЭ и их сумме близки к эльпидитам, хотя от последних резко отличаются отсутствием щелочных металлов.

ВОДНЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ СИЛИКАТЫ

Обнаружены в агпаитовых пегматитах Хан-Богдо [10]. Так же, как и предыдущая группа минералов, встречаются в аморфном состоянии. Содержат от 15 до 24% РЗЭ при низкой концентрации иттрия 0,5—1%. В спектре РЗЭ резко преобладает цериевая группа лантаноидов при доминирующей роли церия. Являются одними из главных концентраторов и носителей РЗЭ в пегматитах.

Водный ниобиевый силикат обнаружен в агпаитовых пегматитах Хан-Богдо [10]. Минерал аморфизированный, распадается на кварц и другой ниобиевый минерал. Содержит незначительные концентрации РЗЭ. В спектре доминирует цериевая группа, что, возможно, говорит об изоморфизме ее с кальцием в этом минерале.

Водные силикаты титана встречены в пегматитах Хан-Богдо [10]. Относятся к группе аморфизированных минералов. Содержат 0,3—1,5% РЗЭ. По спектру РЗЭ попадают в область эльпидита и редкоземельно-циркониевых минералов с небольшим дефицитом тяжелых лантаноидов по отношению к эльпидитам. Изучены минералы недостаточно.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Во всех изученных группах редкоземельных и содержащих РЗЭ минералах спектры РЗЭ эволюционируют в процессе становления и дифференциации массивов. Наблюдаются различные тенденции изменения спектров РЗЭ в минералах от ранних пород к поздним в различных геохимических типах пород.

2. Концентрации РЗЭ в минералах и их спектр зависят от двух главных факторов: а) кристаллохимического, т. е. от состава и структуры ми-

нерала; б) геохимического, т. е. химизма и геохимического типа пород, в которых образовались минералы, концентраций и спектров РЗЭ в исходных магмах и происходящих в них процессах дифференциации и физико-химических условий образования пород и минералов. Спектры РЗЭ в минералах могут быть индикаторами этих процессов.

3. Во всех изученных акцессорных минералах наблюдается европейский минимум.

4. Распределение РЗЭ не противоречит предположению о возникновении из различных источников трех групп пород: а) габро-диоритов и гранодиорит-гранитов; б) стандартных и литийфтористых гранитов; в) щелочных пород.

5. Наблюдается комплементарность составов РЗЭ и иттрия в минералах гранитов и пегматитов Хан-Богдинского массива, что говорит об определенной роли каждого из минералов в концентрировании РЗЭ и подтверждает соответствие валового состава аморфизированных минералов их первичному составу (т. е. при аморфизации отсутствует привнос—вынос элементов, на которые четко реагируют спектры РЗЭ минералов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В. С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 1977. 156 с.
2. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
3. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Лапидес И. А. и др. Первая находка эльпидита в Монголии.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 6—14.
4. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Кашаев А. А. и др. Новый силикат кальция и циркония-армстронгит.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 5, с. 1185-1188.
5. Владыкин Н. В. Средние содержания и парагенезисы акцессорных минералов в рудоносных гранитоидах Монголии.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск, 1973, с. 13—19.
6. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д. Минералогия, геохимия и генезис редкометаллических пегматитов МНР.— В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1974, с. 6—49.
7. Владыкин Н. В., Антипин В. С., Коваленко В. И. Химический состав и генетические группы турмалинов из мезозойских гранитоидов МНР.— Зап. ВМО, 1975, ч. 104, вып. 4, с. 403—412.
8. Владыкин Н. В., Антипин В. С. Минералого-геохимические черты зонального Унчжунского пегматитового пояса в МНР.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 40—53.
9. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д. Типохимизм титано- и цирконо-силикатов из агаитовых щелочных пород.— В кн.: XI съезд Международной Минералогической Ассоциации, (Тезисы докладов). Новосибирск, 1978, с. 105—106.
10. Владыкин Н. В. Геохимические особенности и типоморфизм минералов редкометаллических гранитоидов Восточной Монголии. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1978. 29 с.
11. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зонштейн Л. П. и др. Редкометаллические гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 238 с.
12. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд В. И. Восточная Монголия — новая провинция редкометаллической минерализации.— В кн.: Основные проблемы геохимии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 189—205.
13. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Лапидес И. Л. и др. Щелочные амфиболы редкометаллических гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 232 с.
14. Коваленко В. И., Самойлов В. С., Смирнова Е. В. и др. Редкоземельные элементы в породах приповерхностных карбонатитовых комплексов МНР.— Геохимия, 1977, № 12, с. 1831—1842.
15. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Смирнова Е. В. и др. Об индикаторной роли европия в акцессорных минералах гранитоидов.— Геохимия, 1979, № 9, с. 1289—1307.
16. Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973. 309 с.
17. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.
18. Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 180 с.
19. Минеев Д. А. Лантаноиды в рудах. М.: Недра, 1974. 236 с.
20. Минералогия редких элементов. М.: Наука, 1964. 830 с.
21. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М.: Наука, 1963. 410 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Е. В. Смирнова, В. В. Конусова. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах	3
✓ В. С. Антипин, М. И. Кузьмин, В. В. Конусова. Распределение редких земель в позднемезозойских вулканических породах Монголо-Охотского пояса (на примере Забайкалья и Становика)	31
✓ М. И. Кузьмин, В. В. Конусова. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах хан-тайширского комплекса (Западная Монголия)	43
Л. В. Таусон, М. И. Захаров, В. С. Зубков. Геохимия редкоземельных элементов в породах юрской датитовой серии Восточного и Центрального Забайкалья	50
В. С. Самойлов. Редкоземельные элементы в редкометаллических карбонатах	66
В. Н. Собаченко, Е. В. Смирнова. К геохимии редких земель при развитии метасоматических процессов в вулканических и метаморфических комплексах докембрия	98
З. И. Петрова, Е. В. Смирнова. Редкоземельные элементы в процессах ультраметаморфизма и флогопитообразования (на примере Алданской флогопитоносной провинции)	111
В. И. Левцкий, З. И. Петрова. Церий, неодим, лантан, иттрий, иттрий в процессах высокотемпературного регионального метасоматоза докембрийских карбонатных пород Юго-Западного Прибайкалья	129
В. А. Макрыгина, С. А. Бакшеев. Редкоземельные элементы в щелочных метасоматитах Кутимской глыбы (Северное Прибайкалье)	153
В. А. Ширяева, Б. М. Шмакин. Состав ортитов из редкоземельных негматитов Прибайкалья	165
Н. В. Владыкин, Е. В. Смирнова, В. И. Коваленко. Редкоземельные элементы в минералах Монголии	178

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Ответственный редактор Валерий Самуилович Самойлов

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова

Редактор издательства Е. Г. Макеево
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник В. В. Подкопаев
Технический редактор Н. М. Остроумова
Корректоры В. А. Бирюкова, В. К. Тришина

ИБ № 23013

Сдано в набор 17.03.81. Подписано к печати 12.03.82. МН 13111. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л.
18.2. Усл. кр.-отт. 18.7. Уч.-изд. л. 19.7. Тираж 1000 экз. Заказ 514 Цена 3 р.

Издательство «Наука», Сибирское отделение 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах. Смирнова Е. В., Конусова В. В. *Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.* — Новосибирск: Наука, 1982.

Представлены методики прямого спектрального и химико-спектрального определения РЗЭ в горных породах и минералах на спектрографе ДФС-13 с решеткой 1200 шт/мм. Возбуждение в дуговом разряде постоянного тока 10А. Для анализа малых содержаний выполняется химическое концентрирование, основанное на различных методах осаждения РЗЭ и отделения мешающих элементов.

Нижний предел определения в среднем равен от 1 г/т (Еи, У, Уи) до 30 г/т (Се, Пр). При химическом обогащении граница обнаружения снижается в 50—100 раз в зависимости от степени обогащения. Ошибка воспроизводимости анализа (относительное среднеквадратичное отклонение) для интервала количественных определений составляет 0,10—0,20 (прямой метод) и 0,1—0,40 (с обогащением). Правильность анализа контролируется с помощью государственных и международных стандартных образцов.

Ил. 11, табл. 16, библи. 53.

Распределение редких земель в подпалеозойских вулканических породах Монголо-Охотского пояса (на примере Забайкалья и Становика). Антипин В. С., Кузьмин М. И., Конусова В. В. *Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.* — Новосибирск: Наука, 1982.

Установлен близкий уровень содержаний РЗЭ в подпалеозойских вулканических породах Восточного Забайкалья и Становика, который близок к содержанию этих элементов в вулканиках латитовых серий. Характерной чертой спектра РЗЭ рассматриваемых пород является обогащение вулканитов легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми. Кроме того, все исследуемые вулканиты характеризуются наличием европиевого минимума, величина которого растет в ряду шоннит — латит — дацит — липарит. Закономерности распределения редких земель в средних по составу вулканических породах Монголо-Охотского пояса, пользующихся наибольшим распространением среди вулканических образований региона, находят наилучшее объяснение с позиций образования родоначальной магмы путем смешения мантийных щелочно-базальтовых и кислых коровых расплавов.

Ил. 9, табл. 1, библи. 21.

Распределение редкоземельных элементов в магматических породах хан-тайширского комплекса (Западная Монголия). Кузьмин М. И., Конусова В. В. *Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.* — Новосибирск: Наука, 1982.

Исследовано распределение РЗЭ в хан-тайширском офиолитовом комплексе, залегающем в складчатых структурах каледонид Западной Монголии. Он состоит из нескольких горизонтов: 1) гипербазиты; 2) расслоенная серия пород: гардбургиты, вералиты, пироксениты, пироксеновое габбро; 3) пачка субпараллельных даек диабазов; 4) подушечные лавы; 5) глубоководные осадки. Рассчитан средний состав магмы, родоначальной для всех магматических пород комплекса кроме нижней пачки гипербазитов. По составу она соответствует кварцевому толеиту с низкими (ниже, чем в примитивных океанических базальтах) содержаниями РЗЭ. Сравнение графиков нормированных содержаний РЗЭ в различных магматических породах офиолитового комплекса показывает, что ведущим процессом их образования являлось фракционирование плагиоклаза, что обеспечило наличие европиевого минимума в одних породах и максимума в других.

Ил. 2, табл. 1, библи. 12.

Геохимия редкоземельных элементов в породах юрской латитовой серии Восточного и Центрального Забайкалья. Таусон Л. В., Захаров М. П., Зубков В. С. *Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.* — Новосибирск: Наука, 1982.

Впервые для забайкальского региона рассмотрены особенности распределения РЗЭ в породах вулканоплутонических ассоциаций юрской латитовой серии Приаргунья и Центрального Забайкалья. Получены первые сведения о содержаниях РЗЭ в минералах-вкрапленниках и основной массе эффузивов Центрального Забайкалья.

Богатые фосфором и фтором шонниты Приаргунья и их интрузивные аналоги — монциты акагуевского комплекса отличаются высокими содержаниями РЗЭ, особенно лантаноидов цериевой группы, характеризуются высокими значениями La/Yb и Ce/Y отношений, которые свойственны щелочным породам.

Кислые породы латитовой серии и монцограниты, кристаллизующиеся из сильно дегазированных остаточных расплавов, характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ и относительно низкими значениями величин La/Yb и Ce/Y .

Табл. 13, библи. 22.

Редкоземельные элементы в редкометаллических карбонатах. Самойлов В. С. Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982.

Изучение геохимии РЗЭ в карбонатах и ассоциирующихся с ними щелочно-ультраосновных породах свидетельствует о тесной генетической связи этих образований, представляющих петрогенетически единую серию пород. Однако карбонаты не являются остаточными продуктами дифференциации щелочно-ультраосновной магмы. Характер корреляционных связей между содержанием кремнезема (индекс дифференциации), общим количеством РЗЭ и δEu в щелочно-ультраосновных породах и карбонатах позволяет заключить, что отделение (видимо, ликвидационное) карбонатной фракции от первичной мантийной щелочно-ультраосновной магмы возможно: а) до заметной дифференциации последней (еще в мантии или при подъеме в верхние этажи), что, вероятно, реализуется в случае магм с калиевой спецификой (типа пустыни Гоби); б) на промежуточных этапах ее дифференциации, прежде всего, после отделения ультрабазитовой и, видимо, наиболее меланократовой щелочной фракций, что наиболее приемлемо для магм с натриевой спецификой и частично с калиевой (типа Западного рифта Африки). Магма щелочных карбонатов Олдоиньо-Ленгай, скорее всего, ликвидировалась позднее, при разделении нефелинитовой и фonoлитовой фракций.

Отделение карбонатной фракции повсеместно сопровождалось обогащением последней РЗЭ вообще и ΣCe относительно ΣY .

Ил. 3, табл. 3, библиогр. 26.

УДК 553.22 : 550.42

К геохимии редких земель при развитии метасоматических процессов в вулкано-генных и метаморфических комплексах докембрия. Собаченко В. П., Смирнова Е. В. Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. — Новосибирск: Наука, 1982.

Приведены данные о распределении РЗЭ в среднепротерозойских магматических породах — производных калиевых базальтоидных магм Северо-Байкальского вулканического пояса в нижнепротерозойских гранитоидах фундамента этого вулканического пояса и в blastokataklazитах Даванской зоны смятия, которые являются субстратом для разновозрастных средне- и низкотемпературных редкометаллических метасоматитов.

Установлено, что в докембрийских породах вулканического пояса и blastokataklazитах РЗЭ выносятся из пород субстрата при развитии средне- и низкотемпературных процессов кислотного выщелачивания и концентрируются в щелочных метасоматитах. При развитии процессов щелочного метасоматоза проявлено фракционирование состава лантаноидов, при этом в калиевых метасоматитах по отношению к натриевым метасоматитам доля тяжелых лантаноидов возрастает.

Ил. 3, табл. 8, библиогр. 22.

УДК 550.42 : 553.22

Редкоземельные элементы в процессах ультраметаморфизма и флогопитообразования (на примере Азданской флогопитоносной провинции). Петрова З. И., Смирнова Е. В. Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. — Новосибирск: Наука, 1982.

Изучены закономерности распределения лантана, церия, неодима, иттербия и иттрия в основных кристаллических сланцах Федоровской свиты, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, и продуктах их изменений в процессах ультраметаморфизма и высокотемпературного постмагматического метасоматоза. Установлено, что при формировании плаггиогматитов, теневых калишлатовых мигматитов, базификатов и скарнов на ультраметаморфическом этапе в зону минералообразования осуществляется привнос лантана, церия, неодима и перераспределение в ней иттербия и иттрия между новообразованными минеральными ассоциациями: вынос из участков образования мигматитов и отложение в базификатах и скарнах базификатного типа.

Смена метасоматического преобразования пород гранулитовой фации в теневые мигматиты выщелачиванием гранитоидных магм приводит к отчетливому снижению содержания редкоземельных элементов в гранитах по сравнению с исходными для них мигматитами.

На постмагматическом этапе осуществляется главным образом перераспределение содержания редкоземельных элементов, унаследованных от исходных пород, между вновь формирующимися минеральными ассоциациями.

Табл. 10, библиогр. 11.

УДК 550.42 : 553.22

Церий, неодим, лантан, иттербий, итрий в процессах высокотемпературного регионального метасоматоза докембрийских карбонатных пород Юго-Западного Прибайкалья. Левичкий В. И., Петрова З. И. Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. — Новосибирск: Наука, 1982.

Приводятся результаты изучения распределения церия, неодима, лантана, иттербия, иттрия в породах и породообразующих минералах шарыжалгайской и слюдянской серий Юго-Западного Прибайкалья, формирующихся в результате процессов ультраметаморфических и постмагматических преобразований пород, ранее метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Рассмотрены основные закономерности поведения элементов в пространстве и во времени. Выявлены основные факторы распределения церия, неодима, лантана, иттербия, иттрия в различных метасоматических породах и их минералах. Выявлены основные минералы-концентраторы и носители церия, неодима, лантана, иттербия и иттрия в метасоматических и магматических породах. Установлены типохимические особенности минералов, которые могут быть использованы для выделения метасоматических температурных фаций и фаций кислотности — щелочности метасоматических пород.

Табл. 9, библиогр. 20.

Редкоземельные элементы в щелочных метасоматитах Кутимской глыбы (Северное Прибайкалье). Макрыгина В. А., Бакшеев С. А., Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.— Новосибирск: Наука, 1982.

В процессе регионального приразломного метасоматоза чуйской серии нижнего протерозоя образуется щелочной мигматитовый комплекс с высокими содержаниями РЗЭ, Zr, Nb. В процессе метасоматоза происходит дифференциация РЗЭ с обогащением плагиомигматитов (фенитов) Y РЗЭ и Eu, а калиевых метасоматитов — Ce РЗЭ с выносом Eu. Связанный с комплексом зональный пегматитовый пояс имеет редкометалльно-редкоземельную специализацию. Сделан вывод, что при низких давлениях гранитизация может осуществляться метасоматическим путем с образованием формаций щелочных гранитоидов и пегматитов с присутствием металлогенной.

Ил. 5, табл. 2, библиогр. 17.

Состав ортитов из редкоземельных пегматитов Прибайкалья. Ширяева В. А., Шакин Б. М. Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приводятся результаты полных химических анализов 16 образцов ортита, включая определение индивидуальных редкоземельных элементов методом бумажной хроматографии из пегматитов Приольхонья Слюдянского района.

Ортиты двух районов различаются по суммарным содержаниям и спектру РЗЭ, по количествам магния, железа, титана, марганца, тория. Количества индивидуальных РЗЭ коррелируются с валовыми их содержаниями в пегматитах. В пределах Приольхонья различаются составы ортитов палеозойских и допалеозойских пегматитов, причем ортиты Слюдянки по ряду параметров близки к ортитам палеозойских пегматитов Тажерана.

Ил. 3, табл. 4, библиогр. 19.

Редкоземельные элементы в минералах Монголии. Владыкин Н. В., Смирнова Е. В., Коваленко В. И. Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.— Новосибирск: Наука, 1982.

Рассмотрено 270 расшифровок оригинальных спектров РЗЭ в следующих минералах Монголии: гранатах, флюоритах, апатитах, цирконе, альпидитах, армстронгитах, сфенах, редкоземельно-циркониевых минералах, некоторых тантало-ниобатах и титано-тантало-ниобатах, монацитах, синхизитах, бастилезитах и ортите. Эти минералы извлечены из разных массивов гранитоидов (в том числе и редкометалльных литий-фтористых) и щелочных пород, относящихся к различным геохимическим типам. Установлено, что концентрации и спектры РЗЭ в минералах зависят не только от состава минералов, но и от геохимического типа пород и условий их образования. В одних и тех же минералах, образующихся в разных геохимических обстановках, наблюдается различная эволюция составов РЗЭ от ранних пород к поздним. Для всех акцессорных минералов установлен европиевый минимум. Наблюдается комплементарность составов РЗЭ в редкометалльных минералах из апаитовых щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива, что свидетельствует об общности их происхождения.

Ил. 7, табл. 2, библиогр. 22.

3 руб.

3744