

УДК 553.461+552.321.6+550.42(470.5)

О ЛОКАЛЬНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СПЕКТРОВ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ХРОМИТОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2014 г. Н. В. Вахрушева*, В. Ю. Алимов**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: nv250190@yandex.ru

**Научно-производственное предприятие “Гео-Хром”
620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
E-mail: alim-viktor@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.03.2013 г.

В хромитоносных ультрамафитах Полярного Урала установлено закономерное распределение РЗЭ в околорудном пространстве и высокая степень пространственной изменчивости типов спектров РЗЭ. Выявлено наличие геохимической подсистемы крупных катионов, включающей LREE, щелочные элементы, Ва, Вi и др. ($R_{кат} \geq 0.1$ нм), маркирующей рудовмещающие ультрамафиты и хромовые руды. Высокая локальность вариаций спектров РЗЭ, данные по микростроению оливина позволяют связать геохимические особенности рудовмещающих ультрамафитов с процессами развитой пластической деформации. Полученные результаты актуальны для развития представлений о механизмах рудообразования и совершенствования геохимических методов поисков хромового оруденения.

Ключевые слова: хромитоносные ультрамафиты, спектры РЗЭ, оливин, пластические деформации, крупнокатионная подсистема, дефекты, фрактальность, Полярный Урал.

ВВЕДЕНИЕ

Геохимия РЗЭ в настоящее время продолжает оставаться актуальным направлением исследований, прогресс в котором обусловлен, прежде всего, значительным развитием аналитической базы, позволяющей определять весьма малые содержания элементов при высокой локальности измерений. С другой стороны, не ослабевает желание исследователей использовать возможности лантаноидов для индикации геодинамических обстановок, изучения петрологических процессов и условий рудообразования. Актуальной задачей остается использование геохимии РЗЭ для целей формационного расчленения [8].

Традиционным направлением в геохимии лантаноидов является изучение процессов деплетирования ультрамафитов. Долгое время спектры РЗЭ в ультрамафитах интерпретировались исключительно в рамках модели процесса частичного плавления – для характеристики выплавки и тугоплавкого остатка. По мере накопления геохимических данных стали явными многочисленные нюансы, не укладывающиеся в элементарную схему частичного плавления. Выяснилось, например, что значительная часть дунитов обогащена легкими лантаноидами, что противоречит модели фракционного плавления [28]. Для объяснения этого яв-

ления исследователями привлекаются представления о сложном флюидно-магматическом и рестит-расплавном взаимодействиях; о разных трендах фракционирования в минералах и в межзерновом пространстве; об эпигенетическом воздействии океанической и метеорной воды и пр. [14]. Сделан вывод о наличии петрологически значимых процессов, действовавших после или наряду с расплавленным деплетированием [25]. Появились представления о взаимодействии истощенного мантийного вещества с кислыми расплавами – “рефертилизации” [26]. Часть исследователей придерживается версии о контаминации мантийного вещества коровым материалом.

Интерпретация спектров РЗЭ исключительно в рамках модели частичного плавления встречает и другие, ставшие уже традиционными, трудности. Остается дискуссионной, в частности, природа спектров РЗЭ U- и V-типов, названных Ф.П. Лесновым “геохимическим парадоксом”.

Использование спектров РЗЭ для реконструкции палеогеодинамических обстановок зачастую осложняется разнообразием типов спектров РЗЭ в петрографически и нормативно одинаковых породах. Например, в бонинитах, фиксирующих обстановку юных островных дуг, установлены спектры РЗЭ с обратным трендом фракционирования (LREE-тип), а также спектры (U/V)-типов [12].

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ, ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Несмотря на дискуссионные вопросы, геохимия редких земель в настоящее время успешно используется для исследования различных процессов в глубинных породах. Так, изучение валентного состояния церия и европия в цирконах позволило реконструировать особенности кислородного режима коры и мантии [3].

Получены данные о связи общего количества РЗЭ и характеристик их спектров со степенью ранней пегматитовой серпентинизации для ультрамафитов альпинотипной и платиноносной формаций [24].

Проведены исследования распределения РЗЭ в метаморфизованных хромитовых ультрамафитах, хромовых рудах и рудообразующих шпинелидах Войкаро-Сыньинского и Рай-Изского массивов [5, 6].

Можно отметить, что индикаторные свойства РЗЭ остаются актуальными в геохимических исследованиях ультрамафитов, а круг решаемых вопросов расширяется.

Одним из важных вопросов геохимии РЗЭ в ультрамафитах является степень пространственной однородности геохимических характеристик. К какому объему вещества следует относить информацию, полученную при интерпретации спектров РЗЭ? Какова степень пространственной изменчивости спектров РЗЭ в ультрамафитах вообще и в нормативно одинаковых ультрамафитах в частности?

Изучению локальной изменчивости спектров РЗЭ посвящен ряд исследований.

Данные по геохимии РЗЭ для ультрамафитов западной части массива Ронда [31] позволяют сделать следующие выводы.

Для лерцолитов и крупнозернистых гарцбургитов установлены монотонные спектры HREE-типа, характерные для тугоплавкого остатка при частичном плавлении.

В тектонизированных ультрамафитах происходит трансформация вида спектра РЗЭ. Сначала он утрачивает монотонность, появляется “излом” на Nd/Sm, затем происходит смена типа спектра на U/V-образный. Интенсивность изменений определяется расстоянием от деформационной границы – фронта рекристаллизации. Пространственный масштаб, характеризующий изменения типа спектра РЗЭ, составляет первые сотни метров.

Для массива Луобаса (Восточный Тибет) выявлена геохимическая гетерогенность дунитов, имеющих спектры РЗЭ как U-, так и HREE-типов. В клинопироксен-содержащих гарцбургитах установлен прямой тренд фракционирования РЗЭ (HREE-тип), а в гарцбургитах – спектр РЗЭ V-типа. Редко-среднекрапленая хромовая руда характеризуется спектром РЗЭ U-типа с фракционированием на интервалах La-Sm и Ho-Lu. При переходе от Сrx-гарцбургитов через дунитовую зону мощностью

6–9 см к хромитам на спектрах РЗЭ наблюдается увеличение содержаний LREE с постепенным переходом от спектра HREE-типа, к спектру U-типа. Изменение типа спектра РЗЭ происходит на расстоянии 25 см, заметные изменения параметров спектров – в пределах 3–10 см [32].

Ф.П. Лесновым с соавторами детально изучено распределение редких земель и некоторых других редких элементов в лерцолитовом включении размером $12 \times 22 \times 30$ см в щелочном базальте вулкана Шаварын-Царам [15]. Авторы получили данные о преимущественной локализации несовместимых элементов в микротрещинном веществе – “контраминате”, т.е. в качестве неструктурной примеси. Этот результат согласуется с более ранней работой по обогащению на порядок несовместимыми элементами – Na, K, Ti, Al, Cr, Zn, Ca, P, Se границ субзерен оливина по сравнению с внутренними участками зерен [30].

Наряду с геохимическими характеристиками микропорового пространства Ф.П. Лесновым с соавторами приводятся данные по распределению РЗЭ в минералах. Наибольшим разнообразием спектров РЗЭ отличается оливин, для которого установлены спектры LREE-, HREE- и U-типов. Геохимическая зональность лерцолитового включения характеризуется пространственной периодичностью в 5–6 см. При этом значимые изменения в характере спектров РЗЭ оливина происходят на расстояниях в первые миллиметры.

Во всех рассмотренных выше случаях выявляется разномасштабная пространственная неоднородность геохимических характеристик, связанных с РЗЭ. Эти данные актуализируют проведение аналогичных исследований на хромитовых объектах Урала.

Характерной чертой офиолитовых ультрамафитов является многоэтапная история мантийных и мантийно-коровых деформаций. Уже общепризнано, что все этапы деплетирования ультрамафитов проходили при активном участии пластических деформаций. Для Войкаро-Сыньинского массива показано, что образование штокверка дунитовых жил обусловлено быстрыми релаксационными механизмами деформаций сдвигового типа [18].

Этапность и интенсивность деформаций в различных блоках ультрамафитов массива Рай-Из детально изучены В.Р. Шмелевым с соавторами. Выявлены структуры деформационного происхождения для различных блоков ультрамафитов массива. Установлено, что хромитообразование происходило в условиях высокотемпературного пластического течения в условиях сжатия [19]. Деформационный подход к хромитообразованию в настоящее время активно развивается Д.Е. Савельевым с соавторами [17].

Вместе с тем, непосредственное влияние деформаций на фракционирование РЗЭ в ультрамафитах остается слабоизученным вопросом.

Структурное картирование ультрамафитов во многом стало возможным, благодаря изучению микроструктурных особенностей оливина на оптическом уровне. Естественно, возникает потребность изучения микроструктурных изменений в минералах ультрамафитов и хромовых руд методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ).

Возникновение предпочтительных оптических ориентировок является отражением процессов, идущих при трансформации кристаллической решетки минерала в ходе пластической деформации. Одними из наиболее прямых методов изучения таких изменений являются классические рентгеновские методы.

Рентгеновские рефлексы аномально высокой интенсивности наблюдались на искусственно текстурированных оливинах [10]. Появление спайности в оливинах в условиях деформаций при наличии стресса также сопровождается перераспределением интенсивностей рентгеновских пиков [13]. Это создает возможность для выделения кристаллографических плоскостей преимущественного скольжения в оливине по рефлексам с аномально высокой интенсивностью.

В данной работе приведены результаты изучения распределения РЗЭ в локальных пересечениях по ультрамафитам Полярного Урала, вмещающим хромовые руды, а также микростроения и кристаллохимических особенностей оливинов из ультрамафитов, различающихся по геологическому положению, степени метаморфизма, деформированности и/или типам спектров РЗЭ.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Содержания РЗЭ и других редких элементов в ультрамафитах и хромовых рудах определены методом ISP-MS в Лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН. Геохимическим исследованиям предшествовало петрографическое и петрохимическое изучение ультрамафитов и хромовых руд.

Содержания РЗЭ в альпинотипных ультрамафитах и хромовых рудах невелики. Вариации содержания лантаноидов, как правило, находятся в пределах одного порядка, в отличие, например, от спектров РЗЭ для кимберлитов, щелочных ультрамафитов и базальтоидов. Применение логарифмического масштаба для изображения спектров РЗЭ в хромитоносных ультрамафитах приводит к сглаживанию важных деталей при относительно высоких содержаниях лантаноидов и подчеркиванию несущественных различий при количествах, близких к пределу обнаружения. Мы сочли поэтому метрологически целесообразным в данной работе отказаться от логарифмического масштаба и приводим спектры РЗЭ в линейной шкале содержаний, нормированных на хондрит C1 [27].

Как обычно, мы рассматриваем спектры лантаноидов с обогащением тяжелыми РЗЭ как спектры

прямого или HREE-типов. Обогащению легкими РЗЭ соответствуют спектры обратного или LREE-типов. В тех случаях, когда проявлены вариации лишь части лантаноидов, выделяются соответствующие подтипы спектров. Например, формулировка “HREE-тип, Dy-Lu подтип” означает, что в спектре РЗЭ прямого типа фракционированы лантаноиды в сегменте Dy – Lu, а элементы с La по Tb имеют минимальные и близкие между собой содержания.

Отметим также, что мы различаем спектры РЗЭ U- и V-типов. В спектрах U-типа средние РЗЭ не дифференцированы и имеют близкие содержания. В спектрах V-типа такое “плато” отсутствует, и минимальное содержание имеет один элемент. Как правило, это европий. Рентгеновские и СЭМ-измерения проводились в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс. Микростроение оливинов изучалось методами электронной микроскопии на СЭМ Tescan Wega 3sbu с ЭДС-приставкой Oxford instruments X-act. Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ; оператор – И.А. Блинов.

Съемка порошковых препаратов оливинов проводилась на рентгеновском дифрактометре “Shimadzu”; аналитик – П.В. Хворов.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Геохимия лантаноидов

Изучено распределения РЗЭ и некоторых других редких элементов по скважине Б-3, вскрывшей рудные тела хромитов глиноземистого типа в пределах Бурхойлинского участка (Войкаро–Сыньинский массив). Модальное значение Cr_2O_3 в рудообразующей хромовой шпинели составляет 40–42 мас. %, Al_2O_3 – 26–28 мас. %.

Лантаноиды в ультрамафитах, вмещающих высокохромистый тип оруденения, изучены в пересечении по штольне, пройденной к рудному телу 9 месторождения Центральное (мода в хромовой шпинели по Cr_2O_3 – 60–62 мас. %, Al_2O_3 – 8–10 мас. %), массив Рай-Из.

Разрез скв. Б-3 сложен породами дунит-гарцбургитового комплекса. Рудная залежь представлена серией небольших рудных тел. Глубина скважины составляет 118.0 м. По скважине отображены образцы хромовых руд и пород, в которых определены содержания РЗЭ (табл. 1).

Распределение РЗЭ по скважине Б-3 неоднородно (рис. 1). Легкие РЗЭ маркируют основное рудное тело, проявляя максимальные содержания в его висячем и лежащем боках [6]. Тяжелые РЗЭ имеют пики содержаний в пределах Тяжелые РЗЭ также имеют пики содержаний в пределах рудной зоны, хотя их приуроченность к рудным интервалам не столь локальна, как у легких РЗЭ. Наибольшая концентрация характерна для Dy и Ho. С максимальными содержаниями тяжелых РЗЭ согласуются максимумы

Таблица 1. Содержания РЗЭ и некоторых редких элементов (г/т) в ультрамафитах и хромовой руде по скв. Б-3, Войкаро-Сыньинский массив

Глубина, м	В-3/1	В-3/2	В-3/3	В-3/4	В-3/5	В-3/6	В-3/7	В-3/9	В-3/10	В-3/11	В-3/12	В-3/13	В-3/14	В-3/15	В-3/16	В-3/17
La	0.018	0.008	0.045	0.028	0.088	0.033	0.031	0.017	0.106	0.025	0.003	0.017	0.027	0.005	0.028	0.024
Ce	0.040	0.026	0.099	0.060	0.187	0.052	0.073	0.043	0.222	0.057	0.011	0.048	0.063	0.014	0.056	0.054
Pr	0.005	0.004	0.012	0.006	0.021	0.004	0.010	0.006	0.024	0.006	0.001	0.007	0.008	0.002	0.006	0.007
Nd	0.021	0.022	0.058	0.017	0.083	0.011	0.043	0.032	0.078	0.030	0.007	0.045	0.035	0.011	0.026	0.029
Sm	0.005	0.008	0.020	0.004	0.021	0.003	0.011	0.012	0.013	0.010	0.002	0.018	0.008	0.003	0.007	0.008
Eu	0.001	0.003	0.015	0.002	0.004	0.001	0.004	0.003	0.005	0.003	0.002	0.004	0.004	0.000	0.001	0.001
Gd	0.008	0.011	0.035	0.006	0.025	0.003	0.017	0.019	0.011	0.013	0.004	0.035	0.010	0.005	0.011	0.012
Tb	0.001	0.002	0.006	0.001	0.004	0.000	0.003	0.004	0.002	0.002	0.001	0.007	0.001	0.001	0.002	0.002
Dy	0.010	0.013	0.042	0.008	0.027	0.003	0.023	0.031	0.015	0.016	0.009	0.055	0.010	0.008	0.014	0.019
Ho	0.002	0.003	0.010	0.002	0.006	0.001	0.005	0.008	0.004	0.004	0.003	0.013	0.003	0.002	0.003	0.005
Er	0.009	0.011	0.029	0.010	0.017	0.004	0.019	0.026	0.014	0.013	0.012	0.045	0.011	0.008	0.010	0.017
Tm	0.002	0.002	0.005	0.002	0.003	0.001	0.004	0.005	0.003	0.003	0.003	0.007	0.003	0.002	0.002	0.003
Yb	0.018	0.021	0.030	0.017	0.021	0.008	0.030	0.034	0.019	0.020	0.027	0.058	0.023	0.019	0.011	0.027
Lu	0.004	0.005	0.005	0.003	0.004	0.002	0.005	0.007	0.003	0.004	0.006	0.010	0.005	0.004	0.002	0.005
Rb	0.091	0.129	0.158	0.287	1.299	0.260	0.054	0.130	0.359	0.436	0.085	0.067	0.153	0.017	0.121	0.119
Cs	0.005	0.002	0.010	0.006	0.015	0.006	0.004	0.007	0.015	0.006	0.012	0.011	0.014	0.002	0.004	0.009
Ba	0.000	0.000	0.978	2.101	1.213	0.958	0.000	2.670	1.891	6.137	0.000	0.000	0.000	0.000	1.104	0.000
Pb	0.075	0.109	0.446	0.009	0.323	0.004	0.066	1.376	0.103	0.120	0.024	0.087	0.000	0.000	0.024	0.246
Bi	0.004	0.005	0.039	0.027	0.107	0.016	0.003	0.016	0.008	0.007	0.000	0.001	0.002	0.001	0.004	0.003

мы европиевой аномалии. Величина Eu-аномалии определялась, как относительное превышение содержания европия над величиной $(\text{Sm} \cdot \text{Gd})^{0.5}$. В целом, поведение LREE, HREE и ΔEu в ультрамафитах скв. Б-3 аналогично таковому для околорудных пород массива Луобаса [32].

Оконтуривание рудной зоны по РЗЭ коррелирует с данными по петрохимическому критерию, основанному на выделении интервалов разреза с положительной корреляцией между содержаниями основных петрогенных окислов – SiO_2 и MgO [2]. Локальность выделения рудной зоны получается различной. Наибольшие геохимические ореолы характерны для HREE и ΔEu , затем по степени локальности следуют SiO_2 - MgO и LREE. Различная локальность геохимических и петрохимических критериев позволяет оптимизировать шаг опробования при поиске хромитов по перечисленным компонентам.

С зонами, обогащенными LREE, в скважине Б-3 пространственно коррелируют области обогащения крупными катионами – Rb, Cs, Ba, Cd, W, Pb (табл. 1, рис. 1).

Основными типами спектров РЗЭ, выявленных в скв. Б-3 являются: прямой, обратный и U-образный. В пределах каждого типа спектров РЗЭ можно выделить подтипы.

Для части гарцбургитов характерен прямой тренд РЗЭ с небольшой отрицательной европиевой аномалией (рис. 2з, к). Наиболее простой спектр такого типа характеризуется почти линейным увеличением содержаний РЗЭ (за исключением Eu) (рис. 2к). Такой спектр, вероятно, отвечает стадии частично-го плавления. В гарцбургите надрудного интервала установлен сложный тип спектра, характеризующийся относительным обогащением легкими РЗЭ, значительной положительной европиевой аномалией и отсутствием дифференциации в интервале Gd–Lu, (рис. 2в).

Для дунитов скв. Б-3 установлен также прямой тип спектра РЗЭ, характеризующийся практически нулевыми содержаниями в ряду La–Sm и нелинейным ростом содержаний в ряду Gd–Lu (HREE-тип, Gd–Lu подтип) (рис. 2б).

Для дунитов также установлены спектры U-типа разной степени асимметрии с относительным обогащением в одних случаях тяжелыми, а в других – легкими РЗЭ. При этом содержания РЗЭ в интервале Sm–Ho остаются практически постоянными (рис. 2а, г, е, ж). Наблюдаются прямые тренды для интервала Dy(Ho)–Lu и практическое отсутствие фракционирования РЗЭ вне такого интервала – (HREE-тип, Dy–Lu-подтип) (рис. 2б). Часть дунитов характеризуется трендом с обогащением в сегменте Sm–La, и практически отсутствующим фракционированием тяжелых РЗЭ, (LREE-тип, La–Sm-подтип) (рис. 2и). Дуниты с такими спектрами РЗЭ маркируют рудные зоны [6]. Аналогичный тренд характерен для редковкрапленной хромовой руды (рис. 2д).

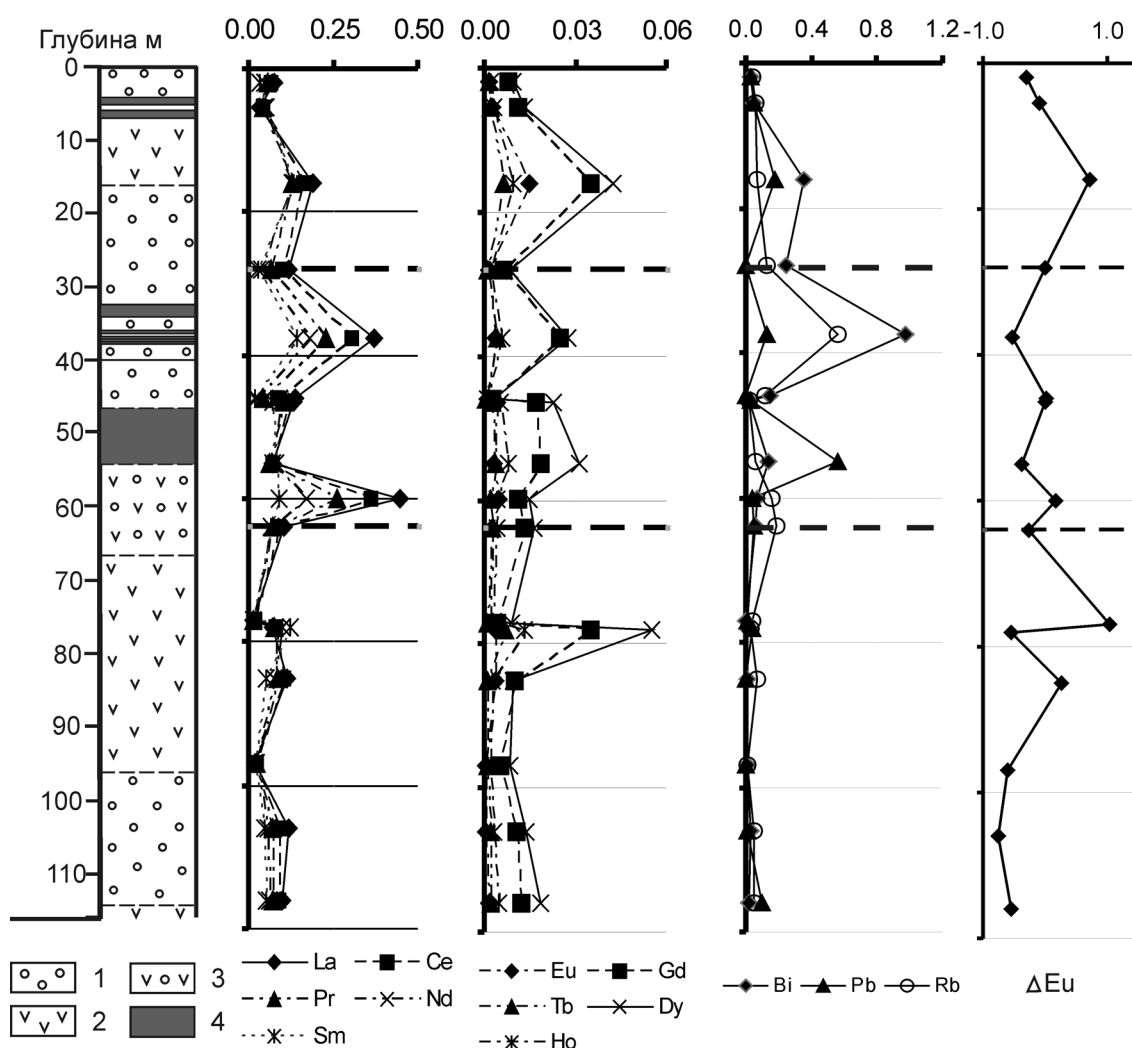


Рис. 1. Распределение РЗЭ и некоторых редких элементов (нормировано на хондрит) в ультрамафитах и хромовой руде по скв. Б-3, Войкаро-Сыньинский массив.

1 – дунит, 2 – гарцбургит, 3 – дунит-гарцбургитовый комплекс, 4 – хромовая руда. Пунктир – граница зоны положительных корреляций MgO и SiO₂ [2].

Изучено распределение РЗЭ и других редких элементов в ультрамафитах, вмещающих высокохромистое оруденение месторождения Центрального массива Рай-Из (табл. 2, рис. 3). Общая длина разреза – 440 м, шаг опробования – 10 м, РЗЭ проанализированы в 15 образцах. Ультрамафиты представлены энстатит-оливиновыми породами и дунитами. Дуниты средне-, крупнозернистого и пегматоидного типов в пересечении преобладают.

Так же, как и для хромового оруденения глиноземистого типа, максимумы содержаний LREE в ультрамафитах данного разреза пространственно коррелируют с зонами обогащения другими крупными катионами – Rb, Cs, Ba, Cd, W, Pb, (табл. 2, рис. 3).

В энстатит-содержащем дуните обр. РШ-10 (рис. 4а) установлено значительное обогащение легкими РЗЭ, что характерно для ультрамафитов, маркирующих рудную зону. Спектр РЗЭ в этом случае относится к LREE-типу, (La-Sm)-подтипу. Аналогичное, хоть и менее контрастное распределение лантаноидов установлено для оливин-энстатитовых пород (рис. 4з, к). Спектры, наиболее близкие к HREE-типу, (Dy/Ho-Lu)-подтипу, встречаются в энстатит-содержащих дунитах (рис. 4б, г). Спектры РЗЭ переходные от LREE- к U-типу отмечены для пегматоидных (рис. 4в, д) и энстатит-содержащих (рис. 4е, ж, и) дунитов.

Ранний гарцбургитовый тип спектра РЗЭ с прямым монотонным трендом, установленный для

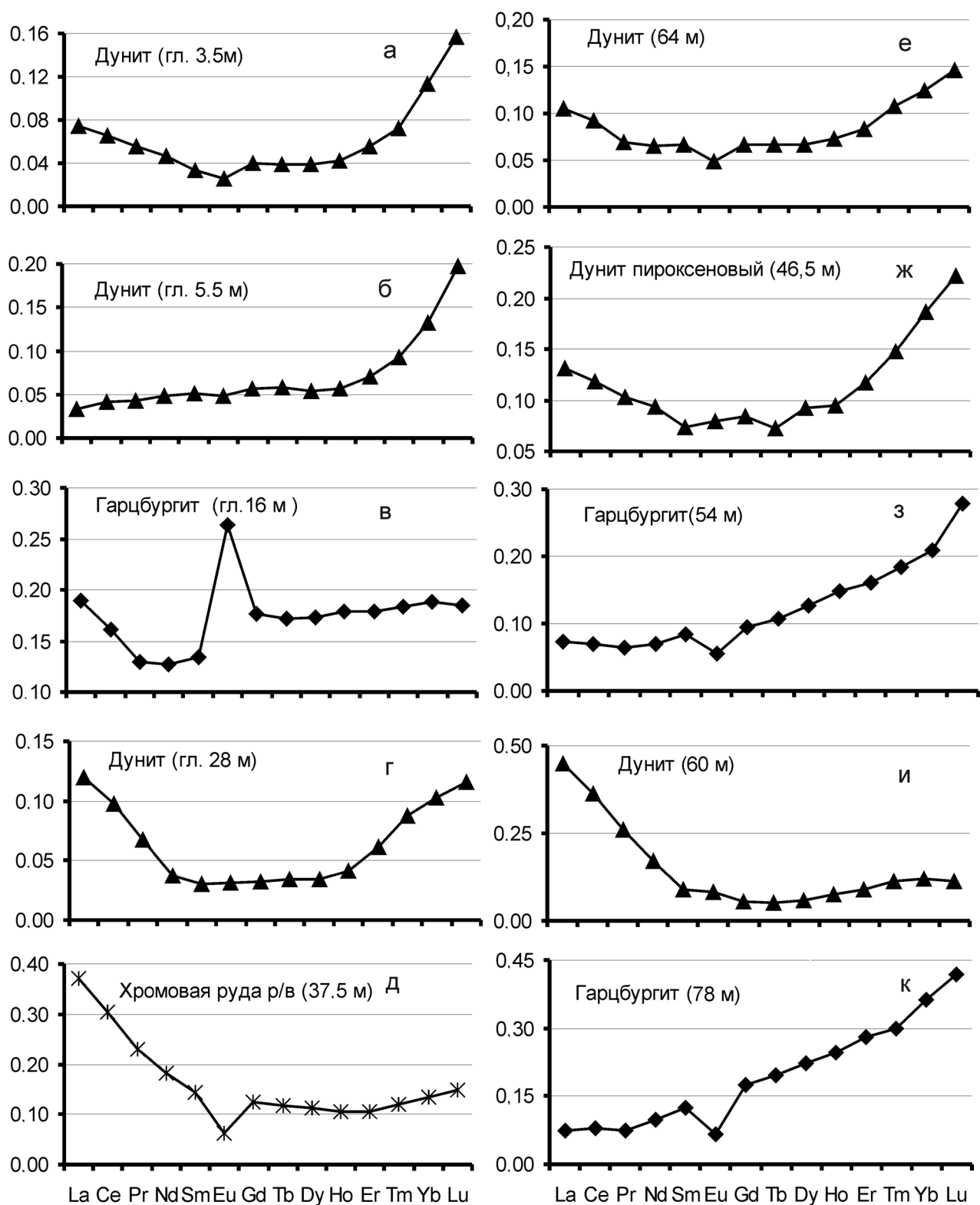


Рис. 2. Спектры РЗЭ (нормировано на хондрит) в ультрамафитах и хромовой руде по скв. Б-3, Бурхойлинский уч., Войкаро-Сыньинский массив.

Таблица 2. Содержания РЗЭ и некоторых редких элементов (г/г) в рудовмещающих ультрамафитах месторождения Центральное, массив Рай-Из

Образец	РП-4	РП-10	РП-27	РП-29	РП-30	РП-31	РП-32	РП-33	РП-34	РП-36	РП-38	РП-39	РП-42	РП-43	РП-44
метры	40	100	270	290	300	310	320	330	340	360	380	390	420	430	440
La	0.092	0.545	0.108	0.004	0.042	0.006	0.042	0.038	0.010	0.048	0.027	0.112	0.015	0.157	0.019
Ce	0.231	0.784	0.248	0.010	0.094	0.012	0.093	0.094	0.027	0.104	0.065	0.285	0.027	0.370	0.056
Pr	0.029	0.053	0.027	0.001	0.012	0.001	0.011	0.012	0.002	0.012	0.003	0.038	0.002	0.048	0.003
Nd	0.128	0.136	0.117	0.005	0.050	0.004	0.044	0.055	0.009	0.050	0.010	0.176	0.008	0.203	0.013
Sm	0.033	0.001	0.028	0.000	0.011	0.011	0.011	0.014	0.001	0.013	0.000	0.049	0.001	0.049	0.001
Eu	0.004	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.008	0.000	0.010	0.000
Gd	0.041	0.003	0.034	0.001	0.014	0.001	0.011	0.019	0.002	0.016	0.000	0.053	0.000	0.051	0.002
Tb	0.006	0.000	0.006	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.009	0.000	0.007	0.000
Dy	0.046	0.003	0.044	0.003	0.015	0.001	0.016	0.024	0.002	0.022	0.001	0.068	0.000	0.060	0.002
Ho	0.010	0.000	0.010	0.000	0.003	0.000	0.002	0.005	0.000	0.003	0.000	0.016	0.000	0.013	0.000
Er	0.034	0.003	0.032	0.003	0.012	0.004	0.011	0.016	0.005	0.013	0.003	0.046	0.000	0.040	0.001
Tm	0.005	0.000	0.005	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.008	0.000	0.006	0.000
Yb	0.046	0.006	0.041	0.011	0.019	0.011	0.016	0.024	0.015	0.018	0.009	0.057	0.004	0.046	0.009
Lu	0.007	0.001	0.006	0.002	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.009	0.001	0.007	0.001
Rb	0.363	0.098	0.232	0.029	0.238	0.029	0.124	0.151	0.033	0.236	0.041	0.353	0.041	0.562	0.058
Cs	0.011	0.003	0.003	0.002	0.033	0.002	0.005	0.014	0.005	0.036	0.010	0.004	0.001	0.040	0.006
Ba	7.758	0.983	3.460	0.583	2.425	0.513	1.353	2.338	0.478	2.367	0.263	5.544	0.219	7.766	0.455
Pb	1.367	5.531	0.827	1.525	2.530	0.731	2.174	1.284	1.130	2.275	2.930	2.111	0.463	1.269	0.504

ультрамафитов, вмещающих глиноземистое оруденение (скв. Б-3) в данном разрезе не встречен. В остальном, типы спектров РЗЭ аналогичны установленным для скв. Б-3. Отличия состоят в большей степени фракционирования лантаноидов в породах, вмещающих месторождение Центральное. Дуниты в обоих случаях обладают большим разнообразием спектров РЗЭ, чем гарцбургиты.

Оптическое, электронно-микроскопическое и рентгеновское изучение оливинов

Приведенные выше данные по геохимии РЗЭ ставят вопрос об особенностях состояния вещества ультрамафитов.

Оптическое изучение показывает, что для ультрамафитов, вмещающих хромовое оруденение глиноземистого типа по скв. Б-3 Бурхойлинского участка Войкаро-Сынынского массива основным проявлением деформаций являются трансляционные двойники и незначительная часть рекристаллизованных зерен оливина. Для дунитов, вмещающих месторождение Центральное и рудопроявление. Енгайское характерна пегматоидная структура с интенсивно проявленной синтетонической рекристаллизацией оливина: крупные (часто более 1 см) зерна минерала с волнистым или неполным угасанием погружены в мозаичный мелкозернистый агрегат рекристаллизованных зерен. Для крупных зерен оливина характерна спайность; внутри них может проявляться рекристаллизация в виде линейных зон, секущих основное направление спайности в минерале.

В пироксен-содержащих дунитах размер “крупных” зерен оливина составляет 3–7 мм; для них характерно тонкое трансляционное полисинтетическое двойникование (рис. 5), нередко с изогнутыми двойниковыми границами; зерна ортопироксена и амфибола – со следами изгиба. Количество рекристаллизованного оливина в пироксен-содержащих дунитах может значительно превышать объем крупных зерен.

Таким образом, петрографическое изучение свидетельствует о наличии признаков пластических деформаций для всех изученных ультрамафитов. Процессы рекристаллизации оливина наиболее интенсивны для ультрамафитов, вмещающих хромшпинелевое оруденение высокохромистого типа.

Микростроение оливинов изучалось методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Фазовый состав контролировался на энерго-дисперсионной приставке к микроскопу РЭММА-202м. Установлено, что для оливинов из дунитов и хромовых руд рудопроявления Енгайское характерно мелкоблочное строение, характеризующееся развитой поверхностью микрозерен. Данный процесс можно охарактеризовать как ультрамилонитизацию. Аналогичные

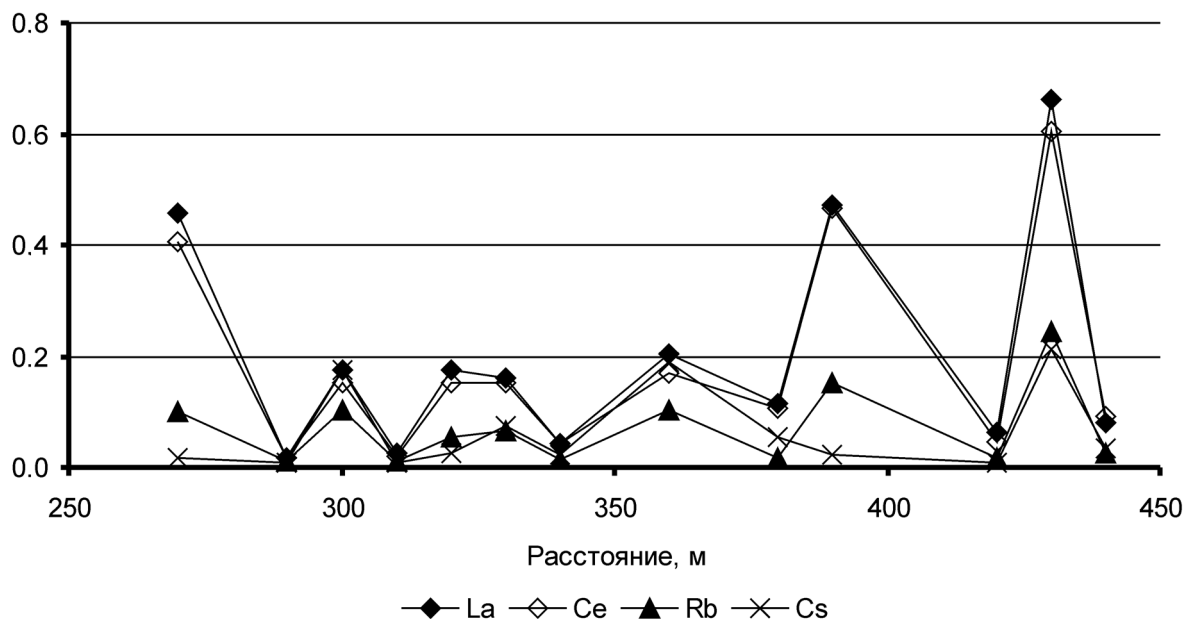


Рис. 3. Распределение лантана, церия, рубидия, цезия, свинца (нормировано на хондрит) в околорудном пространстве р.т. 9 штольня, месторождение Центральное, массив Рай-Из.

микроструктуры оливинов известны для массива Курочи-яма [13].

Для оливинов из дунитов и хромовых рудопоявления Енгайское установлено строение микроблоков гексагонального облика. Гексагональная форма проявлена для относительно крупных субзерен — 30–40 мкм. Блоки меньших размеров имеют округлую форму. Минимальный наблюдаемый размер микроблоков оливина равен 0.5 мкм. Характерная черта строения оливинов — крупные микроблоки состоят из более мелких. Методами СЭМ наблюдается 3–4 масштабных уровня компоновки микроблоков оливина. Блоки размером 0.5 мм образуют глобулы размером 1.8–2 мкм, которые, в свою очередь, образуют субзерна размером 10–30 мкм. Можно отметить, что оливины имеют фрактальное строение (рис. 6а, б).

Микроглобулярные хромиты с фрактальным строением изучены нами ранее [19].

Пористость с элементами преимущественной ориентировки установлена для оливина из энстатит-содержащего дунита РШ-10 (рис. 6в, г). Поры имеют форму ламелл с преобладающим размером 0.3×4 мкм. Ламеллярные поры местами срастаются, образуя области трехмерных дефектов неправильной формы. Края пор представлены как плоскими участками, так и округлыми реликтами микроблоков оливина размерами 0.5–1.5 мкм (рис. 6г).

Методом порошковой рентгеновской дифрактометрии исследовались оливины из рудовмещающих дунитов месторождения Центральное, обладающие

различными типами спектров РЗЭ. Железистость дунитов варьирует в пределах $f = 8.9–9.8$ мол. %.

В качестве материала для сравнения изучены оливины из несерпентинизированных гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива и оливины из слабогидратированных дунитов и хромовых рудопоявления Енгайское, массив Рай-Из.

Для ряда оливинов максимальное отклонение интенсивностей рентгеновских линий от синтетического аналога установлено для плоскости (020). Близкие к максимальным относительные интенсивности рефлекса (020) наблюдались для оливина из некоторых несерпентинизированных гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (обр. 3891, 3907, табл. 3). В еще большей степени это свойственно оливинам из околорудного дунита и убоговкрапленной хромовой руды участка Енгайский-1 массива Рай-Из. В этом случае рефлекс (020) является самым сильным (обр. 4000/16, 4000/24). В рудовмещающих дунитах месторождения Центральное оливинов с аномально высокой интенсивностью рефлекса от плоскости (020) не обнаружено. Характерной особенностью дифрактограммы оливина из энстатитсодержащего дунита (обр. РШ-10) с максимальным содержанием LREE является максимальная относительная интенсивность рефлекса (062), не встреченная в других случаях (табл. 3).

Отличительной чертой оливина из дунита обр. РШ-10 также является наличие большого числа расщепленных рентгеновских линий (рис. 7). Если в других изученных оливинах расщеплены единичные линии, то в оливине обр. РШ-10 их более 50%.

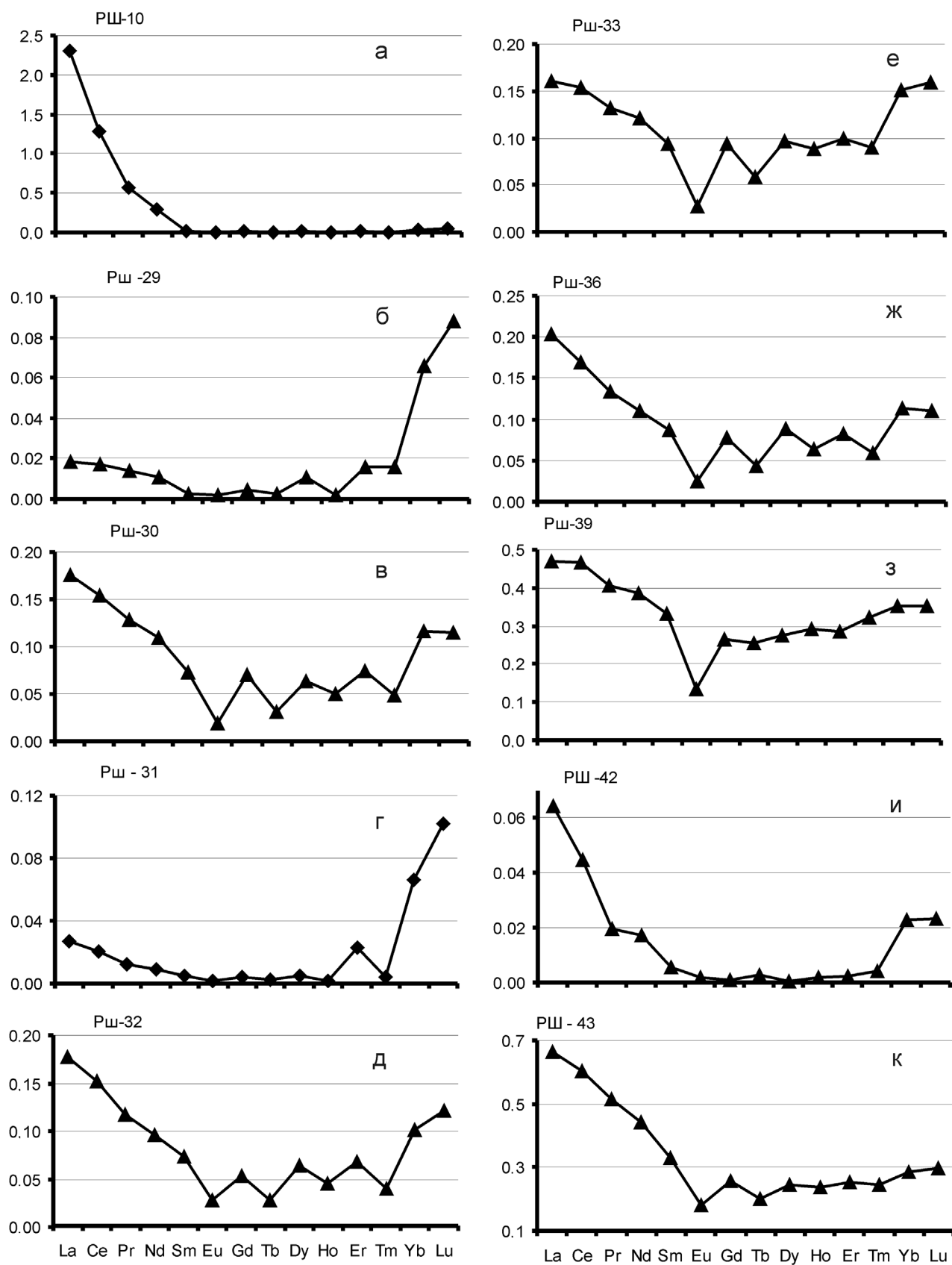


Рис. 4. Спектры РЗЭ (нормировано на хондрит) в ультрамафитах около рудного пространства р.т. 9, штольня, месторождение Центральное, массив Рай-Из.

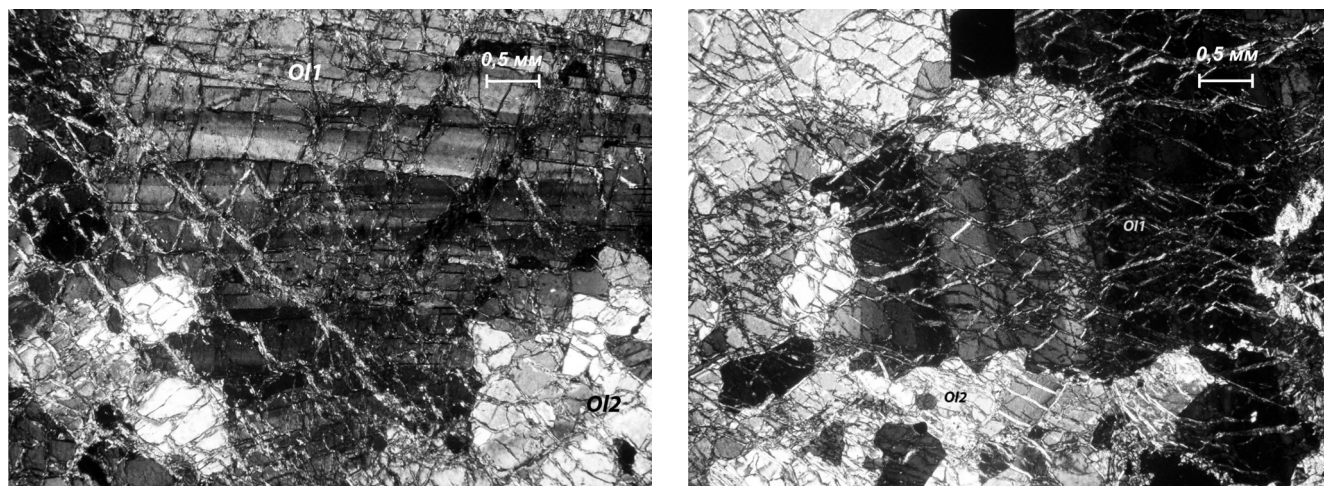


Рис. 5. Оливин из околорудных дунитов месторождения Центральное (слева) и рудопроявления Енгайское (справа).

Фото шлифов с анализатором. *Ol1* – “крупные” зерна с полисинтетическим двойникованием; *Ol2* – рекристаллизованный оливин.

Таблица 3. Относительная интенсивность рефлексов на рентгеновских дифрактограммах оливинов

№ обр.	Название породы	Кристаллографические индексы					
		(020)	(021)	(130)	(131)	(112)	(062)
		относительная интенсивность					
3890	форстерит синтетический	22	65	63	79	100	41
3891	гарцбургит несерпентинизированный	72	93	100	99	80	55
3907	—	90	61	95	100	86	50
9382	—	98	67	100	85	100	59
4000/16	дунит околорудный	37	51	85	83	100	67
4000/19	хромовая руда убоговкрапленная	100	73	83	65	47	39
4000/24	—	74	92	100	94	75	51
4025/10	дунит с повышенной вкрапленностью хромшпинели	100	83	90	76	57	44
РШ-10	дунит	70	78	100	92	72	54
РШ-31	—	46	64	81	81	61	100
РШ-32	—	57	84	100	94	76	57
РШ-33	—	55	79	99	100	75	59
	—	54	91	90	100	79	47

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности пространственного распределения РЗЭ в ультрамафитах и хромовых рудах

Важным результатом проведенных исследований с позиций рудной геологии является выявление закономерного распределения РЗЭ, Eu-аномалии и крупных ($R_{\text{кат}} \geq 0.1$ нм) катионов в рудовмещающих ультрамафитах.

Не менее интересным представляется значительное разнообразие спектров РЗЭ в локальных пересечениях по хромитоносным ультрамафитам Полярного Урала с разным химическим типом руд. Установлено, что, зачастую нормативно одинако-

вые ультрамафиты обладают контрастно различающимися спектрами РЗЭ.

Для хромитоносных ультрамафитов выявляется значительная степень изменчивости характеристик спектров РЗЭ в пространстве. Тип спектра РЗЭ иногда меняется на расстоянии 1.5–2 м, а характеристики спектра могут существенно измениться в интервале 0.5 м и менее. Максимум европиевой аномалии также имеет локальный характер. Поведение европия чувствительно к кислородному режиму и, по-видимому, фиксирует узкие пространственные интервалы его изменения [3].

Сопоставление литературных и полученных нами данных свидетельствует о наличии различных пространственных масштабов неоднородностей

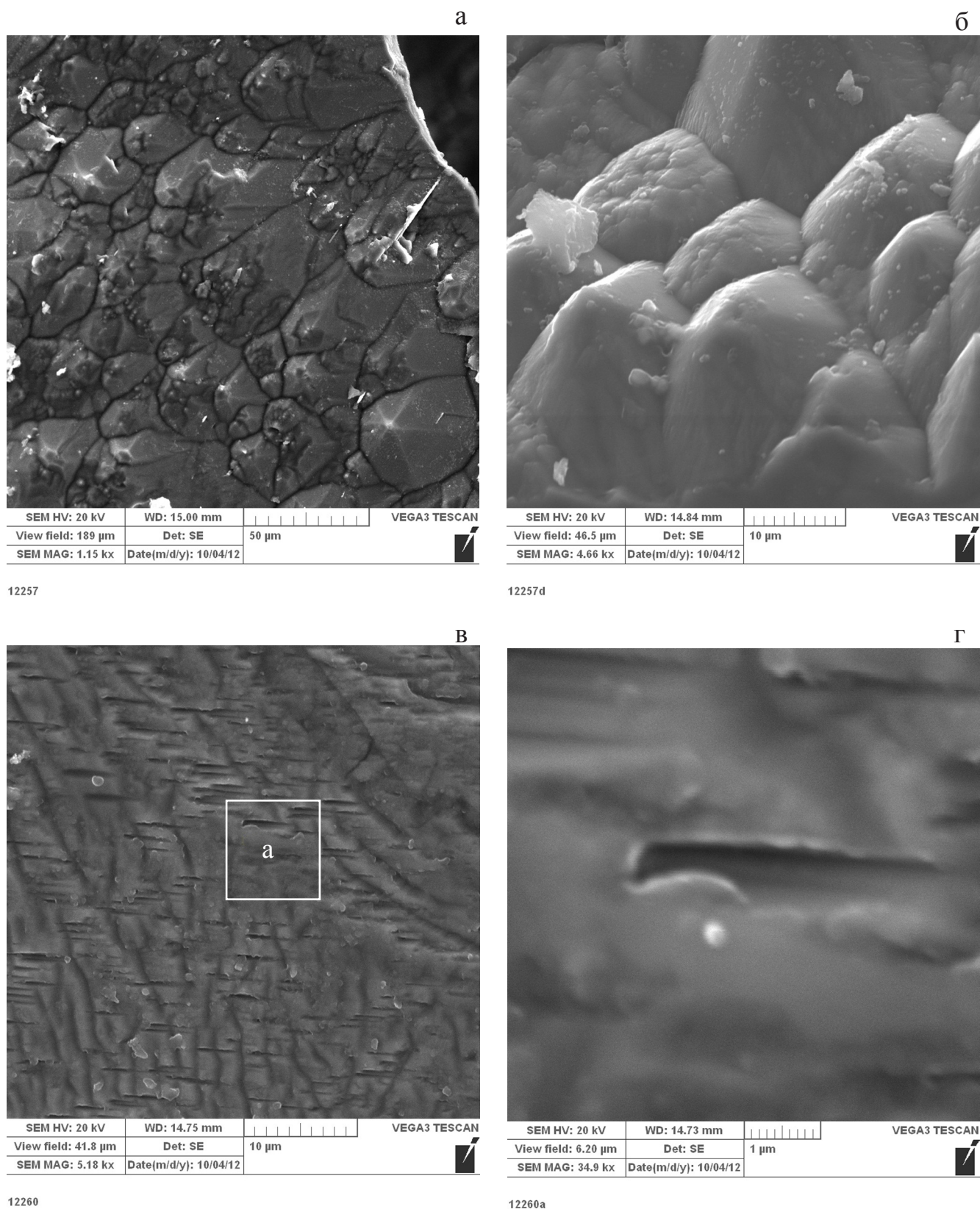


Рис. 6. Микростроение оливинов массива Рай-Из по данным сканирующей электронной микроскопии.

а, б – обр. КР-4025/10 – дунит с повышенной вкрапленностью хромовой шпинели, участок Енгайский – I; в – обр. РШ-10, дунит, месторождение Центральное, г – строение микропоры в оливине (фрагмент рис. бв, участок а).

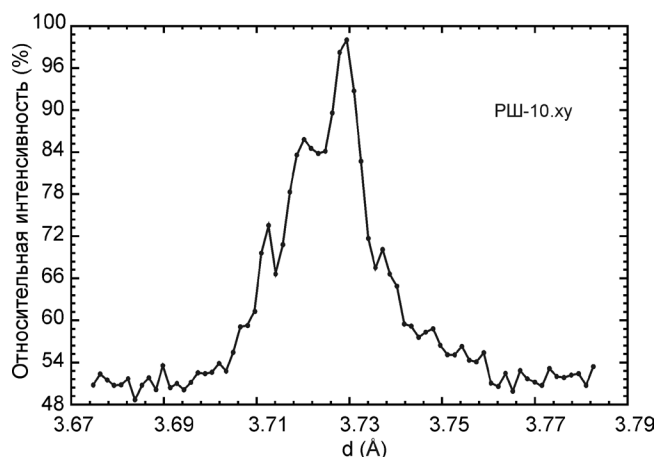


Рис. 7. Расщепление линии (101) в оливине из пироксенсодержащего дунита обр. РШ-10.

распределения РЗЭ — от сотен метров до миллиметров. Выявляется ключевой момент в данной проблеме: фактор, обуславливающий локальные вариации содержаний лантаноидов в ультрамафитах, должен обладать такой же степенью пространственной изменчивости, как и сами спектры РЗЭ.

В ходе данной работы не найдено оснований для сомнений хотя бы в одном из предложенных ранее механизмов формирования и трансформации спектров РЗЭ в ультрамафитах. Вместе с тем, действие любого из этих механизмов или их совокупности не позволяют объяснить значительной пространственной изменчивости типов спектров РЗЭ.

Особенностью редковкрапленных хромовых руд и части дунитов из рудных зон являются спектры РЗЭ LREE-типа, La-Sm-подтипа. Аналогичные спектры РЗЭ обнаружены в оливинах лерцолитового ксенолита вблизи контакта щелочной базальт/лерцолит [15]. Обогащенность LREE наблюдается в хромовых рудах и ультрамафитах околорудного пространства массива Луобаса [32].

Обогащенность LREE наблюдается в хромовых рудах и ультрамафитах околорудного пространства массива Луобаса [32].

Кристаллохимические аспекты распределения РЗЭ в ультрамафитах и хромовых рудах

Распределение РЗЭ в минералах в значительной степени контролируется структурными факторами, т.е. изоморфными возможностями минералов, геометрией координационных полиэдров и т.д. [22]. Одним из важнейших параметров, определяющих закономерности изоморфизма, является величина кристаллохимических радиусов [20]. Поэтому целесообразно рассмотреть существующие системы ионных радиусов РЗЭ.

Особенностью РЗЭ является наличие лантаноидного сжатия, но это не единственная отличитель-

ная черта размерных характеристик данной подгруппы элементов.

Как известно, ионные радиусы зависят от заряда иона, его координационного числа, типа соединения. Подробные таблицы ионных радиусов, приводятся, например, в монографии П. Хендерсона [22]. Специфика РЗЭ состоит в той или иной степени участия электронов заглубленной 4f-оболочки в валентных связях. Этот аспект делает недостаточными общие сведения о кристаллохимических радиусах РЗЭ и требует обращения к специализированной литературе, адресованной, впрочем, и геохимикам.

Кристаллохимические ионные радиусы РЗЭ подробно изучены в [4]. Авторами, кроме известных ранее ионных радиусов РЗЭ, для координационных чисел (к.ч.) 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 на обширном экспериментальном кристаллохимическом материале обосновано наличие для РЗЭ систем «максимальных» ($R_{\max}$) и «минимальных» ($R_{\min}$) ионных радиусов. Фактически это означает вариацию ионных радиусов РЗЭ от 0.145 до 0.75 нм, т.е. более, чем в 5 раз.

В системе $R_{\max}$ ионные радиусы РЗЭ уменьшаются от La (0.145 нм) до Eu (0.129 нм) и далее не меняются вплоть до Lu (рис. 8).

Если для РЗЭ в системе $R_{\max}$ возможна дифференциация по величине ионного радиуса, она охватит только элементы сегмента La–Sm. Лантаноиды сегмента Eu–Lu, имеющие одинаковые ионные радиусы в этом случае разделяться не будут. Спектры РЗЭ могут служить индикатором подобной ситуации.

Отметим, что LREE-спектры La-Sm-подтипа, установленные для околорудных дунитов скв. Б-3 (глиноземистый тип оруденения) (рис. 2) и части рудовмещающих дунитов месторождения Центральное (высокохромистый тип оруденения) имеют именно такой характер (рис. 4). Следовательно, ультрамафиты, имеющие обратный спектр РЗЭ La-Sm-подтипа, подчинены действию фактора, обуславливающего актуальность для РЗЭ системы ионных радиусов $R_{\max}$.

Свойства РЗЭ в данном случае индицируют значительный размер кристаллографической позиции; участие 4f-электронов в валентных связях и максимальное значение координационного числа [4].

В изученных нами разрезах хромитовых ультрамафитов крупные катионы — Rb, Cs, Ba, Pb имеют те же пространственные зоны обогащения, что и LREE (рис. 2, 4). Это свидетельствует о правомерности рассмотрения системы ионных радиусов РЗЭ в системе $R_{\max}$. Наши данные согласуются с результатами геохимического изучения микроразреза по рудовмещающим ультрамафитам массива Луобаса, в соответствии с которыми устанавливается положительная корреляция в пространственном распределении Ba и LREE [32]. Для широкого спектра ультрамафитов Полярного Урала совместная обогащенность легкими, средними РЗЭ, крупноионными и высокозарядными элементами установлена В.Р. Шмелевым [25].

В системе $R_{\min}$ ионные радиусы изменяются от 0.098 нм для La до 0.078 нм для Lu (рис. 8) [4]. При этом сегменту Er–Lu соответствуют наименьшие $R_{\min}$ – в пределах 0.081–0.075 нм, что близко к размерам катионов Fe^{2+} (0.08 нм) и Mg^{2+} (0.074 нм). Система ионных радиусов $R_{\min}$ соответствует в соединениях РЗЭ минимальному координационному числу (≤ 6), минимальному размеру кристаллохимической позиции, координационному полиэдру не сложнее октаэдра, отсутствию 4f-электронов в числе валентных электронов [4]. Величины ионных радиусов РЗЭ в системе $R_{\min}$ позволяют наиболее тяжело лантаноидам встраиваться в структуру оливина и пироксенов, используя позиции двухвалентных катионов.

Полученные спектры РЗЭ свидетельствуют о том, что для ультрамафитов и хромовых руд существует фактор, определяющий, в какой системе ионных радиусов “работают” лантаноиды – $R_{\max}$ или $R_{\min}$. В зависимости от этого реализуется LREE-спектр La–Sm-подтипа или HREE-спектр Dy/Ho–Lu-подтипа. Степень локальности данного фактора может достигать размеров образца или зерна минерала. В этом случае обе тенденции пространственно сближаются и возникает спектр РЗЭ U-типа.

Степень локальности действия данного фактора может достигать размеров образца или зерна минерала. В этом случае обе тенденции пространственно сближаются и возникает спектр РЗЭ U-типа.

Данные рентгеноструктурного и СЭМ изучения оливинов

Й. Курода и С. Шимода на основе рентгеновского изучения сделали вывод об обусловленности аномально высокой интенсивности отражения от плоскости (020) в оливине стрессовыми напряжениями [13]. Имеющиеся в литературе экспериментальные данные позволяют интерпретировать кристаллографические плоскости с аномально высокой интенсивностью отражений как плоскости преимущественного скольжения в оливине. В качестве таких плоскостей во всей изученной выборке оливинов были определены плоскости (020) и (062).

Повышенные интенсивности отражения (020) на рентгенограммах оливинов свидетельствуют о том, что плоскость (010) также являлась плоскостью скольжения. Активность плоскости (010) оливина при пластической деформации соответствует по экспериментальным данным температурам около 1200°C. Плоскость (062), являющаяся одной из семейства плоскостей (0kl) активна при температурах 900–1100°C [9].

Таким образом, рентгеновские данные свидетельствуют о высокотемпературном трансляционном скольжении в оливинах.

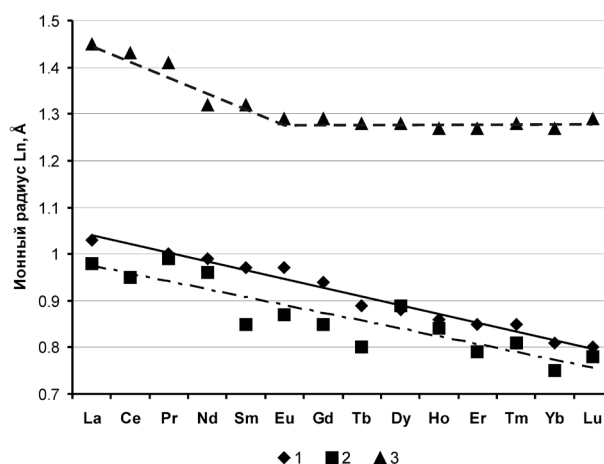


Рис. 8. Системы ионных радиусов РЗЭ.

1 – по Г.В. Бокию и Н.В. Белову; 2 – система минимальных ионных радиусов РЗЭ, 3 – система максимальных ионных радиусов [4].

Для оливина из энстатит-содержащего дунита обр. РШ-10 установлено значительное число расщепленных пиков на дифрактограмме. На рис. 7 представлено расщепление линии (101). Однако, расщепление только части рентгеновских пиков свидетельствует не в пользу наличия нескольких фаз оливина. В данном случае более вероятно проявление сдвиговой неустойчивости кристаллической решетки минерала. Это является признаком сильной локализации деформации и/или стадии предразрушения кристалла [16].

Расщепление линий на дифрактограммах известно для оливинов из кимберлитов, что на наш взгляд, отражает высокую степень неравновесности деформационных процессов при кимберлитобразовании [11].

Наличие гексагональных субиндивидов оливина, выявленных СЭМ (рис. 6а), является показателем того, что деформационные свойства минерала определяются не ромбической симметрией катионной подсистемы, а гексагональной упаковкой анионов кислорода. Это явление известно как скольжение по плотноупакованным кристаллографическим плоскостям призмы гексагональной кислородной решетки при деформациях. Активными при этом являются высокотемпературные (900–1100°C) плоскости скольжения (0kl) оливина [9]. Микростроение оливинов, изученное методами СЭМ, свидетельствует о том, что пластическая деформация минерала достигла значительной величины и соответствует стадии, известной как фрагментация (рис. 6а, б). Фрагментация характерна для деформационного состояния, непосредственно предшествующего разрушению материала. Распределение меха-

нических напряжений при этом отличается предельной неоднородностью. В минерале возникают локально сопряженные области сжатия и растяжения. Амплитуды механических напряжений разного знака при этом, близки к величинам теоретической прочности минерала. Растягивающие напряжения приводят к появлению несплошности материала, т.е. к микропористости. Зоны сжатия, обусловленные действием концентраторов механических напряжений, могут обеспечивать высокобарические эффекты [1, 16].

Данные по локальному совмещению деформаций сжатия и растяжения при сдвиге в оливине из кимберлитов, по данным высокоразрешающей электронной микроскопии, приведены Н.Р. Хисиной. Наиболее ярким результатом является локализация высокобарической 10-Å фазы в поровом пространстве оливинов [23].

Фрактальный характер строения субиндивидов оливина, выявленный СЭМ, находится в соответствии с современными экспериментальными данными и теоретическими представлениями о пластической деформации. Установлено, что объемы, участвующие в пластическом массопереносе, варьируют не менее чем в пределах 20 порядков или на 2–3 порядка по линейному размеру [16]. Мы обсуждаем лишь наблюдения, обусловленные возможностями интервала увеличений и разрешающей способности СЭМ.

Фрактальность строения оливиновых субиндивидов свидетельствует также о сложном распределении механических напряжений на микроуровне. Согласно экспериментальным данным, размер зерна оливина определяется величиной стресса, т.е. вариацией механических напряжений в пределах зерна/блока оливина [29]. В изученных нами оливинах наблюдается закономерное объединение в одном агрегате микроблоков с размерами, различающимися в несколько раз (рис. 6а, б). С учетом данных [29] это можно объяснить, если учесть, что субзерна/блоки оливина концентрируют на контактах весьма значительные и неоднородные механические напряжения. Величина контактных напряжений сильно зависит от радиуса микроблока. Оливиновый агрегат в обстановке сдвига представляет собой самоорганизующуюся систему, значительно трансформирующую литостатическое давление в локальных зонах [1]. Для наблюдаемых размеров микроблоков оливина из фрактального блока, – 15, 2, 0.5 мкм по соотношениям для субзерен получаем величину стресса, соответственно, 0.1, 1.05, 10 ГПа [29]. Полученные величины вариаций локальных микронапряжений находятся в принципиальном соответствии с количественными оценками параметров, характеризующих стадию фрагментации при пластической деформации [16]. Аналогичные оценки величины стресса для оливинов различных перидотитов аль-

пийского типа получили Й. Курода и С. Шимода по методу дислокаций [13].

Малый размер субиндивидов оливина (рис. 6), является достаточным признаком суперпластического поведения оливина [16]. Это находится в соответствии с проявлениями интенсивной пластической деформации рудовмещающих дунитов и хромовых руд, фиксируемых как при полевых наблюдениях, так и при петрографическом изучении.

ВЫВОДЫ

Рассматривая вопрос о способах локализации РЗЭ и других крупных катионов в оливинах рудовмещающих ультрамафитов, можно отметить, что фактором, в значительной степени определяющим размеры кристаллографических позиций, являются локальные деформации.

Величины $R_{\max}$ весьма велики и не могут быть реализованы в идеальной кристаллической структуре оливина. Для этого, как минимум, решетку оливина необходимо подвергнуть локальному растяжению. Наиболее эффективным способом получения значительных по размеру кристаллохимических позиций является возникновение дефектной структуры, способной вместить крупные ионы. Естественной возможностью получения необходимого для $R_{\max}$ объема является возникновение микропорового пространства, характерного для развитых пластических деформаций. СЭМ-данные, полученные нами, подтверждают эту возможность и в целом находятся в соответствии с опубликованными данными [14, 30]. Важное значение при деформациях может иметь эффект улавливания примеси дефектами кристалла [21].

Локальные сжимающие деформации облегчают переход РЗЭ в систему ионных радиусов $R_{\min}$ и тем самым способствуют изоморфному вхождению HREE в минералы.

Весьма вариабельная система кристаллохимических ионных радиусов лантаноидов определяет высокую чувствительность РЗЭ как индикатора знака и относительной величины локальных механических напряжений.

Спектры LREE-типа, (La-Sm)-подтипа свидетельствуют о наличии интенсивных пластических деформаций сдвигового типа, при которых раскрывается микропоровое пространство. Локально это соответствует проявлению растягивающих механических напряжений.

Спектры HREE-типа (Dy-Lu)-подтипа маркируют зоны сжатия минерального вещества. При высокой локальности процессов сжатия и растяжения, свойственной пластической сдвиговой деформации, возникают U-образные спектры РЗЭ.

Деформационный вклад представляется также важным при интерпретации спектров РЗЭ V-типа, а также спектров с весьма значительным фракци-

онированием РЗЭ, присущих кимберлитам и меланефелинитам. Рассмотрение этих вопросов, однако, выходит за рамки данной публикации.

Имеющиеся литературные и полученные нами оригинальные данные позволяют считать, что действие пластических деформаций имеет два основных аспекта.

С одной стороны, пластическая деформация осуществляет пространственный контроль и активизирует влияние расплавных и флюидных факторов дифференциации РЗЭ. При этом возможно фракционное плавление как первичных легкоплавких компонентов, так и сконцентрированных в ходе пластической деформации.

С другой стороны – развитая пластическая деформация, вызывая при сдвиге микрогрануляцию и генерируя локальные механические напряжения разного знака и большой амплитуды, обуславливает собственные, деформационные механизмы дифференциации вещества, по эффективности не уступающие флюидным и расплавным механизмам.

Свойство ствиговых деформаций самопроизвольно локализоваться приводит к пространственной изменчивости параметров и типов спектров РЗЭ в ультрамафитах.

Для магматических механизмов основным параметром дифференциации являются температуры плавления, а в случае деформационной дифференциации – упругие константы и связанные с ними прочностные характеристики минералов [1]. Поскольку температуры плавления зачастую пропорциональны упругим модулям, обе схемы дифференциации могут давать сходные по минеральному и химическому составу серии пород. Однако магматические и деформационные механизмы могут контрастно различаться по геохимическим характеристикам, особенно, для наиболее тугоплавких образований. Известно, что ультрамафиты, образованные по схеме частичного плавления, характеризуются прямым монотонным, за исключением **Eu-аномалии**, спектром РЗЭ. Обогащение номинально тугоплавких ультрамафитов и хромовых руд легкими РЗЭ, тенденция к симметричности спектров РЗЭ (U/V-типы и т.п.), наличие “изломов” на спектрах РЗЭ являются признаками процессов дифференциации вещества по деформационным механизмам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследований установлено закономерное пространственное распределение в рудовмещающих ультрамафитах: легких и тяжелых РЗЭ; **Eu-аномалии**; щелочных металлов; Ba, Bi и ряда других крупных катионов ($R_{кат} > 0.1$ нм).

Околорудные геохимические ореолы максимальной локальности образованы подсистемой крупных катионов. HREE и максимумы **Eu-аномалии** марки-

руют внешние части рудной зоны. Известное ранее выделение рудных зон по положительной корреляции MgO и SiO₂ имеет промежуточную локальность [2].

Для ультрамафитов, вмещающих хромовое оруденение, как глиноземистого, так и высокохромистого типов, установлена высокая степень пространственной изменчивости типов спектров РЗЭ. Наибольшим разнообразием спектров РЗЭ обладают дуниты. В качестве локального индикатора хромового оруденения для дунитов выявлен спектр РЗЭ обратного типа, (La-Sm)-подтипа.

Рассмотрена оптимальная система ионных радиусов РЗЭ, позволяющая судить о размерах кристаллографических позиций лантаноидов. Методами оптической и электронной микроскопии установлена значительная степень влияния пластических деформаций на оливин.

В гарцбургитах из разреза, вмещающего хромовое оруденение глиноземистого типа, обнаружен прямой монотонный типа спектра РЗЭ, соответствующий деплетированию по механизму частичного плавления.

В ультрамафитах, вмещающих хромовое оруденение как глиноземистого, так и хромистого типа выявлены немонотонные спектры РЗЭ прямого, обратного и U-типов, для возникновения которых предложен деформационный механизм.

Высокая степень пространственной изменчивости типов спектров РЗЭ и данные по микростроению оливина позволили связать геохимические особенности рудовмещающих ультрамафитов с процессами развитой пластической деформации.

Исследования выполняются при частичной финансовой поддержке проектов УрО РАН 12-5-021-НДР и 12-П-5-1017 (в рамках программы № 27 Президиума РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алимов В.Ю. Деформационный механизм хромитообразования // Рудогенез: мат-лы междунар. конф. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 4–7.
2. Алимов В.Ю., Вахрушева Н.В. Способ поиска хромитовых зон в альпинотипных гипербазитах. Патент на изобретение № 2018888, 1994.
3. Балашов Ю.А., Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А. и др. Вариации летучести кислорода в мантийных и коровых системах Урала // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 3. С. 3–8.
4. Бандуркин Г.А., Джуринский Б.Ф., Тананаев И.В. Особенности кристаллохимии соединений редкоземельных элементов. М: Наука, 1984. 229 с.
5. Вахрушева Н.В. Несерпентинизированные гарцбургиты и вебстериты Войкаро-Сыннинского массива: минералогия, геохимия, Sm-Nd возраст // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей: мат-лы междунар. конф. Иркутск: ИрГТУ, 2007. С. 293–296.

6. Вахрушева Н.В. Распределение редкоземельных элементов в рудовмещающих ультрамафитах хромитовых массивов Полярного Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: мат-лы III Междунар. конф. Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. С. 105–107.
7. Вахрушева Н.В. Следы сверхвысоких давлений в хромовых рудах из ультрамафитов Полярного Урала // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы: XV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 36–38.
8. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 192 с.
9. Добржинская Л.Ф. Пластические деформации оливина (обзор экспериментальных данных и микроструктурный анализ) // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 194–211.
10. Егоров В.К., Егоров Е.В., Кашикарров Л.Л. и др. Рентгеновские и ионопучковые исследования природных оливинов ($Mg_{1-x}Fe_x$) $_2SiO_4$ // Вестник ОНЗ РАН, 2011. Т. 3. NZ6028, doi:10.2205/2011NZ000158
11. Ескин К.В. Кристаллохимические особенности оливинов из кимберлитов // Геология и геоэкология: исследования молодых: мат-лы XVI конф. молодых ученых памяти чл.-корр. АН СССР проф. К.О. Кратца. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2005. С. 204–205.
12. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: КДУ, 2011. 234 с.
13. Курода Й., Шимода С. Предварительное изучение ковалентно-ионной модели структуры оливина // Очерки физико-химической петрологии. Т. 1. М.: Наука, 1969. С. 150–161.
14. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Т. 1. Новосибирск: ГЕО, 2007. 403 с.
15. Леснов Ф.П., Палесский С.В., Николаева И.В. и др. Детальные минералого-геохимические исследования крупного ксенолита шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов палеовулкана Шаварын Царам (Монголия) // Геохимия. 2009. № 1. С. 21–44.
16. Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск: Наука, 1985. 229 с.
17. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Н.Е. и др. Геология, петрогеохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДиплайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
18. Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г. и др. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. № 6. С. 25–45.
19. Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
20. Урусов В.С. Теория изоморфной смесимости. М.: Наука, 1977. 251 с.
21. Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В. Геохимия твердого тела. М.: ГЕОС, 1997. 500 с.
22. Хендерсон П. Неорганическая геохимия. М.: Мир, 1985. 339 с.
23. Хисина Н.Р., Вирт Р. Поведение протона при деформации “мокрого” оливина в условиях кимберлитового процесса // Геохимия. 2010. № 4. С. 357–365.
24. Чащухин И.С. О поведении редких элементов при ранней серпентинизации ультрамафитов // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 159. 2012. С. 125–128.
25. Шмелев В.Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 649–672.
26. Beyer E.E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Transformation of Archaean Lithospheric Mantle by Refertilization: Evidence from Exposed Peridotites in the Western Gneiss Region, Norway. // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 1611–1637.
27. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
28. Niu Y.L. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // J. Petrol. 2004. V. 45. P. 2423–2458.
29. Ross J.V., Ave Lallemant H.G., Carter N.L. Stress dependence of recrystallised-grain and subgrain size in olivine // Tectonophysics. 1980. V. 70. P. 39–61.
30. Suzuki K. Grain-boundary enrichment of incompatible elements in some mantle peridotites // Chem. Geol. 1987. V. 63. P. 319–334.
31. Van der Wal D., Bodinier J.-L. Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 122. P. 387–405.
32. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J. et al. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 615–639.

Рецензент О.М. Глазунов

On the local variability of the rare earth elements patterns in chromite-bearing ultramafic rocks of the Polar Urals

N. V. Vakhrusheva*, V. Yu. Alimov**

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

*** "Geo-Chrome" Research and Production Enterprise*

Regular REE distribution in the host rock and a high degree of spatial variability of the REE pattern types have been established in the chromite-bearing ultramafic rocks of the Polar Urals. It was revealed the presence of large cations geochemical subsystem, including LREE, alkaline elements Ba, Bi etc., ($R_{\text{ion}} \geq 0.1 \text{ nm}$), marking the ultramafic wallrocks and chromite ore. High locality of the REE pattern variations, the data on microstructure and microdistortions of the olivine lattice make it possible to associate the geochemical features of the host ultramafic rocks with the development of plastic deformation processes. The obtained results are useful to advance in knowledge about ore-forming processes and improvement of geochemical methods of prospecting for chromite ore.

Key words: chromite-bearing ultramafic rocks, REE patterns, large cation subsystem, olivine, plastic deformations, defects, fractality, Polar Urals.