

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ХРОМА В ВЫСОКОХРОМИСТЫХ ПОРОДАХ ГАББРОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

В статье рассматриваются некоторые особенности геохимии хрома в габброидах гипербазитовой зоны Южного Урала.

Содержание хрома в габброидах зоны Главного Уральского Разлома (ГУР) заметно колеблется (табл. 1). В приконтактной зоне одного из интрузивов (Ивановский комплекс) обнаружена небольшая (1×4 см) линза хромитовых руд. Выявлены породы с высоким содержанием Cr. К таким отнесены концентрации, превышающие 1000 ppm.

Размещение изучаемых пород на идентификационной диаграмме NbZrY показано на рис. 1, где высокохромистые составы (обведены кружками) сосредоточены в основном вне областей стабильности стандартных типов пород и тяготеют к границам полей N-MORB, P-MORB, континентальных и островодужных базальтов.

В рассмотрении особенностей концентрирования хрома в породах габброидных комплексов мы придаем особое значение физико-химическим свойствам самого хрома, а также когерентных и некогерентных ему элементов.

Коэффициент распределения. В интерпретации результатов фракционирования элементов в процессе кристаллизации магматических расплавов важна информация о реальном распределении элементов между кристаллической и расплавной фазами.

Из химической термодинамики и геохимии известно, что величина коэффициента распределения (K) зависит от разности ионных радиусов экстрагируемого иона и матрицы, координационных чисел занимаемых структурных позиций, заряда экстрагируемого иона, температуры процесса, давления, скорости кристаллизации. Поскольку коэффициент K зависит от заряда иона, то для ионов переменной валентности распределение будет различным при разных red/ox-потенциалах кристаллизационной среды. Для магматических расплавов данный показатель принято характеризовать логарифмом фугитивности кислорода ($\lg fO_2$). Данные по коэффициентам распределения, рассчитанным теоретически, смоделированным или полученным экспериментально для высокотемпературных условий, очень немногочисленны из-за сложности и трудоемкости как проведения расчетов, так и выполнения экспериментов. Тем не менее, для хрома и ряда других элементов было выполнено экспериментальное определение коэффициентов распределения ряда элементов между кристаллом ($T_{пл} = 1890^\circ\text{C}$) и расплавом форстерита [Урусов и др., 2006], табл. 2.

Для хрома и ванадия эксперименты выполнялись в разных окислительно-восстановительных условиях: фугитивность кислорода составляла $-4 \leq \lg fO_2 \leq -0,9$. К сожалению, в работе не указан кислородный буфер, относительно которого производилась стандартизация fO_2 . Коэффициент распределения определялся экстраполяцией отношения концентрации примеси в кристалле оливина к исходной концентрации в расплаве. Эксперимент показал, что для хрома при возрастании окислительности среды до $fO_2 = 10^{-0,9}$ коэффициент распределения значительно снижается, т. е. в чрезмерно окислительной среде Cr остается в расплаве. Следовательно, для кристаллизации хромсодержащего оливина благоприятна определенная степень окисленности среды, тогда как для ванадия изменение окислительности никак не сказалось на величине коэффициента распределения, что происходит, вероятно, из-за легкости перехода ванадия из одной степени окисления в другую, а также из-за его способности образовывать катионные и анионные формы.

В литературной сводке по коэффициентам распределения Cr и ряда других рудных металлов между кристаллической фазой и расплавом, приводимой И.Я. Некрасовым и Н.С. Горбачевым [1979], обращают на себя внимание $K_{Cr} = 102$ и $K_{Ni} = 53$ для системы шпинель — расплав (табл. 3). Хотя эти данные получены при атмосферном давлении, они сопоставимы с коэффициентами распределения хрома и никеля в равновесных системах расплав — оливин по физико-химическим параметрам — давлению и температуре. И сопоставление очень показательное: хром распределяется между оливином и расплавом, незначительно экстрагируясь в твердую фазу, тогда как шпинель выступает однозначным концентратом хрома и никеля из расплава, что обусловлено кристаллографическими свойствами шпинели и хромита: они изоструктурны. Таким образом, присутствие шпинели выступает как побудительная причина консолидации хромита.

Роль red/ox-состояния среды. Ранее уже отмечалось, что степень окисленности минералообразующей среды влияет на коэффициенты распределения элементов в гетерогенных процессах магмогенерации. Для хрома данный фактор особенно значим, поскольку элемент относится к переходному ряду d-металлов, для которых важнейшее свойство — способность проявлять в соединениях разные степени окисления. Окислительная способность Cr(VI) выше, чем молекулярного кислорода;

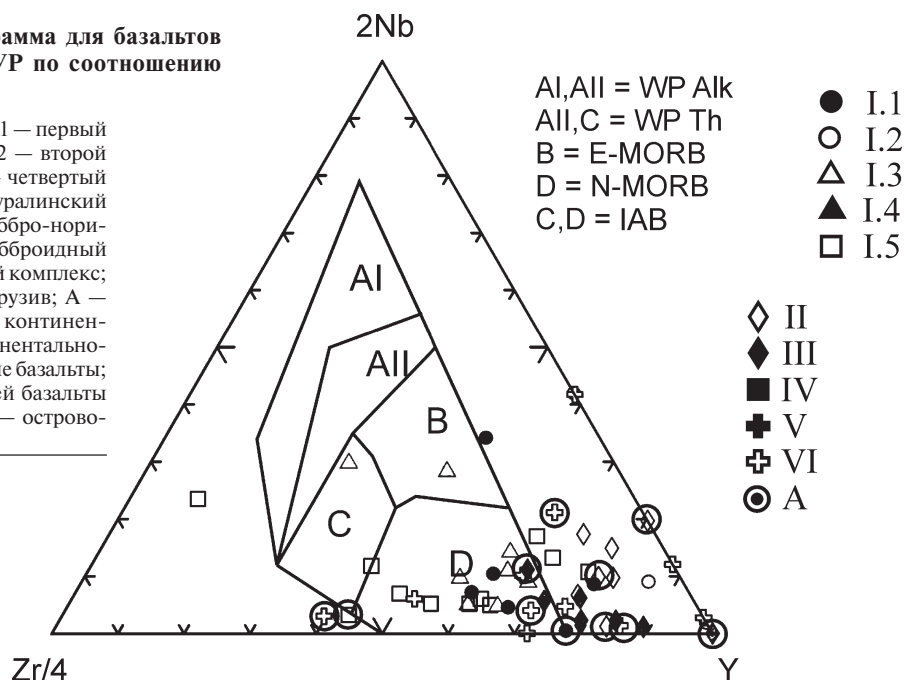
Таблица 1

Содержание отдельных элементов, групп элементов и оксидов в породах габбро-гипербазитовых массивов Зоны ГУР

	Название породы	№ образца	Содержания, ppm					Fe(III), %	CaO, %
			Cr	Σ REE	Σ LREE	Ce	Th		
Нуралинский габброидный массив	Пироксенит	C-28	1666,712	6,724	3,515	1,031	0,001	1,446	22,72
	Габбро-диабаз	C-30	196,1	43,68	32	14,06	0,09	0,699	10,5
	Петроидное габбро	C-31	193,754	49,32	34,401	13,264	0,09	3,446	12,05
	Роговообманковое габбро	C-32	12,622	57,24	40,34	16,17	0,07	1,957	8,8
	Меланокр. рог.-обм. габбро	C-33	27,9	39,61	27,14	10,33	0	0,769	11,64
	Мезократовое габбро	C-34	16,58	56,18	42,82	17,33	0	2,048	8,8
	Дунит	C-35	795,9	0,75	0,51	0,43	0	0,818	0,27
	Пироксенит	C-36	1663	1,94	0,55	0,07	0	1,398	17,61
	Энстатит	C-45	8693,68	11,945	5,955	1,492	0,15	0,279	24,14
	Габбро-диабаз	C-56	60,77	13,283	7,054	2,7	0,17	2,187	11,36
Санталыкский габброидный интрузив	Порфирит	C-57	122,91	13,255	7,768	3,257	0,29	1,761	8,52
	Габбро-диабаз	C-59	139,32	27,132	15,579	6,112	0,2	1,132	9
	Габбро-диабаз	C-61	930,87	13,911	7,444	2,892	0,14	1,761	11,36
	Энстатит	C-75-2	9740	17,17	3,72	0,38	0	1,628	22,4
	Энстатит	C-75-3	464,9	12,2	7,55	2,37	0,1	0,496	23,42
	Габбро-норит	C-106	94,2	17,23	7,661	3,108	0,14	2,055	13,26
	Габбро-норит	C-103	537,4	13,61	8,171	2,25	0,03	1,139	12,78
	Мелкозернистое габбро	C-104	124,8	7,97	4,25	1,43	0,05	0,566	16,01
	Габбро	C-105	310	8,05	4,04	1,4	0,04	1,013	15,32
	Габбро-меланократовое	C-114	1296	1,88	0,73	0,19	0	0,769	8,3
Уральский габбро-норитовый комплекс	Габбро-диабаз	C-117	118	19,52	10,45	3,86	0,18	3,914	12,78
	Гранатовый пироксенит	C-80	638,9	10,2	6,63	2,84	0	0,398	22,72
	Гранатосодерж. пироксенит	C-83	483	16,3	9,05	3,99	0,14	1,554	17,6
	Гранатовый пироксенит	6019-2	531,66	29,18	24,2	11,47	1,57	0,594	15,62
	Дунит	6019-5	4388,2	8,9	3,78	0,751	0,02	2,796	0,28
	Габбро-норит	C-20	158,85	39,908	23,05	8,44	0,245	2,026	10,2
	Габбро-норит	C-21	5117,69	61,127	46,526	19,5		3,215	
	Габброид	C-26	136,786	34,176	18,636	6,62	0,21	1,916	13,04
	Пироксенит серпентиниз.	C-27	913,22	20,744	10,496	3,82	0,08	1,179	9,08
	Клинопироксенит	C-29	352,44	24,844	12,4	4,303	0,16	1,474	9,94
Чингизовский габброидный комплекс	Габбро	C-33	171,11	34,597	20,045	6,85	0,24	2,874	12,21
	Габброид	C-9	40,847	12,4	6,287	2,396	0,02	н.д.	н.д.
	Габбро-норит	C-10	29,641	7,792	4,367	1,796	–	1,157	15,62
	Габбро-норит серпентиниз.	C-16	1369,41	4,341	2,233	0,87	0,03	0,515	15,05
	Габбро	C-152	41,54	5,36	2,44	0,95	–	0,87	14,62
	Габбро	C-153	86,4	6,65	3,32	1,34	0,03	0,825	18,06

Рис. 1. Идентификационная диаграмма для базальтов габброидных комплексов зоны ГУР по соотношению отдельных микроэлементов

I — Миндякский габброидный массив: I.1 — первый комплекс гранатовых пироксенитов, I.2 — второй комплекс, I.3 — третий комплекс, I.4 — четвертый комплекс, I.5 — пятый комплекс; II — Нуралинский габброидный массив; III — Уральский габбро-норитовый комплекс; IV — Чингизовский габброидный массив; V — Ивановский габброидный массив; VI — Сангалыкский габброидный массив; A — Повышенное содержание хрома; AI — континентально-щелочные базальты; AII — континентально-щелочные + континентально-толеитовые базальты; B — обогащенные элементами примесей базальты срединно-океанических хребтов; C, D — островодужные базальты



это означает, что кислород не может окислить Cr(III) до Cr(VI).

По существующим представлениям силикатные расплавы сложены в различной степени ионизированными оксидами. Хром в виде оксида хрома (Cr₂O₃) в щелочном силикатном расплаве в присутствии кислорода переходит в комплексы типа (CrO₂)⁻, из которых формируется изоструктурный шпинели хромшпинелид.

Условия кристаллизации хромита требуют наличия определенного количества кислорода, т. е. среда должна характеризоваться определенной фугитивностью кислорода (fO₂), следовательно имеет значение окислительно-восстановительная способность расплава (red/ox-потенциал).

Как уже отмечалось, в экспериментальной минералогии степень окисленности (восстановительности) среды минералообразования в магматических расплавах принято характеризовать значением lg fO₂. Однако непосредственное измерение фугитивности кислорода в палеоусловиях, естественно, невозможно. Поэтому оценка red/ox потенциала среды производится косвенно [Пушкарев и др., 1996; Ефимов и др., 2005], с использованием ряда так называемых кислородных буферов (вюстит/магнетит — WM, железо/вюстит — IW, кварц/фаялит/магнетит — QFM, магнетит/гематит — MH, никель/оксид никеля — NNO и др.), отвечающих определенному окислительно-восстановительному состоянию системы. По параметру fO₂ можно косвенно оценить, находится ли исследуемая система выше, ниже или между буферными равновесиями и охарактеризовать ее состояние относительно кислородных буферов.

В основе работы буферов лежат электрохимические реакции, в результате которых изменяется

Таблица 2

Коэффициенты распределения примесей между кристаллом и расплавом форстерита (по В.С. Урусову и др. [2006])

Наименование элемента	Коэффициент распределения К	Окислительность среды, fO ₂
Ni	Me ²⁺ 0,75	
Co	0,53	
Mn	0,39	
Ca	0,073	
Sr	0,0007	
Cr	Me ³⁺ 0,18	
Cr	0,09	
Sc	0,09	
Lu	0,1	
Er	0,02	10 ⁻⁴
Gd	0,022	10 ^{-0.9}
Eu	0,0054	
Sm	0,007	
Nd	0,002	
La	0,002	
Ti	Me ⁴⁺ 0,06	
V	0,07	
V	0,07	10 ⁻⁴
Hf	0,017	10 ^{-0.9}
Zn	0,002	

соотношение концентраций окисленной и восстановленной форм компонентов буфера. К примеру, в буфере IW изменяется соотношение железа (Fe⁰ — восстановленная форма) и вюстита FeO (Fe²⁺ —

Коэффициенты распределения компонентов между кристаллическими фазами и расплавом (по И.Я. Некрасову и Н.С. Горбачеву [1979])

Наименование элемента	Коэффициент распределения K	T, °C	P _{общ} , кбар	Исходная порода
оливин – расплав				
Ni	30	1200	15	Fo-Fa-SiO ₂ -K ₂ O
Ni	3	1600	15	Fo-Fa-SiO ₂ -K ₂ O
Ni	18,3	1275	10 ⁻³	Углистый хондрит
Mg	2,72	1550	15	Fo-Fa-SiO ₂ -K ₂ O
Fe	0,42	1550	15	Fo-Fa-SiO ₂ -K ₂ O
Cr	1,06	1275	10 ⁻³	Углистый хондрит
Cr	0,4	1550	10 ⁻³	Перидотит
Mn	0,67	1275	10 ⁻³	Углистый хондрит
Mn	0,4	1550	10 ⁻³	Перидотит
шпинель – расплав				
Fe	0,92	1275	10 ⁻³	Углистый хондрит
Mn	1,73	1275	10 ⁻³	Углистый хондрит
Cr	102	1275	10 ⁻³	Углистый хондрит
Ni	53	1275	10 ⁻³	Углистый хондрит
Ортопироксен – расплав				
Ni	10	1200	15	Fo-Fa-SiO ₂ -K ₂ O

окисленная форма). Во всех названных ранее кислородных буферах, кроме NNO, изменения red/ox-потенциала обусловлены поливалентностью железа и возможностью переходов: $Fe^0 \leftrightarrow Fe^{2+} + \bar{e}$; $Fe^{2+} \leftrightarrow Fe^{3+} + \bar{e}$, прямые реакции — процессы окисления, обратные — процессы восстановления.

Отношения концентраций окисленной и восстановленной форм железа определяют два сопряженных процесса: окислительный (Fe^{3+}/Fe^{2+}), обратная величина — восстановительный (Fe^{2+}/Fe^{3+}). В термодинамике высокотемпературных силикатных расплавов эмпирически изучена зависимость между Fe^{3+}/Fe^{2+} , фугитивностью кислорода fO_2 , температурой и составом расплава. Применив одно из известных эмпирических уравнений для системы $ln(Fe_2O_3/FeO) - lnfO_2 - T$ (температура), С.М. Лебедева с соавторами [2001] рассчитали $lg fO_2$ (относительно NNO, при 1200°C) для океанических базальтов и привели сводную таблицу данных по относительной фугитивности кислорода (ΔNNO) в виде $lg fO_2$, отношений $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ и содержания петрогенных оксидов (в мольных долях). Полученные результаты использовались ими для сравнения окисленности железа в N-MORB и в своих образцах.

Пересчитав данные из работы [Лебедева и др., 2001], мы построили кривую зависимости fO_2 от отношения $\Sigma Fe/Fe^{3+} = 1 + Fe^{2+}/Fe^{3+}$. Кривая на рис. 2 подтверждает однозначно: низкая фугитивность кислорода отвечает повышенным отношениям Fe^{2+}/Fe^{3+} , т. е. более восстановительной обстановке, что и соответствует электрохимическому определению окислительно-восстановительного состояния среды.

Петрохимический и минералогический составы изучаемых нами пород таковы, что для них характерны минералы, содержащие железо двухвалентное, трехвалентное, либо то и другое одновременно: пироксены (геденбергит, гиперстен, энстатит, ферросилит), пироксеноиды (воластонит), оливин (фаялит), шпинели, магнетит, роговая обманка.

В связи с этим представляется совершенно естественным привлечение соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} для выявления признаков взаимосвязи концентрирования хрома с изменением соотношения восстановленной и окисленной форм железа (активных изоморфных компонентов в отношении Cr, Mg, REE). Полагаем, что учитывать следует именно величину отношения разновалентных форм, а не содержания Fe(II) и Fe(III) порознь. По соотношению

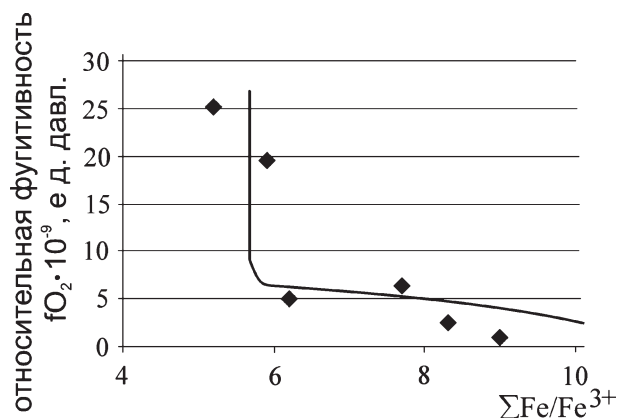


Рис. 2. Взаимосвязь фугитивности кислорода (fO_2) и восстановительности среды ($Fe^{3+}/\Sigma Fe$)⁻¹ в базальтовых стеклах, рассчитанная по данным С.М. Лебедевой с соавторами [2001]

восстановленной и окисленной форм железа мы оценивали степень окислительно-восстановительных свойств среды, принимая эту пару как главную потенциал-определяющую.

Пытаясь выяснить роль окислительно-восстановительной обстановки на степень концентрирования хрома, авторы сравнивали кривые, построенные в координатах «содержание Cr – железистость породы» и «содержание Cr – степень восстановительности среды», которые, как выяснилось, носят однотипный характер (рис. 3). Сходство кривых на рис. 3 практически означает, что тренды железистости пород и изменения восстановительности среды в определенной мере тождественны. Поэтому, при отсутствии каких бы то ни было данных по $lgfO_2$ или содержаниям окисленного железа, степень восстановленности среды можно характеризовать по кривой железистости.

Максимальное концентрирование хрома в изучаемых габброидах отмечается при достижении определенной степени окислительности (железистости) расплава (судя по графику — не максимальной). Возможно, это связано с понижающей температурой плавления ролью флюидов (экспериментами многих исследователей для fO_2 установлено, что высокие значения fO_2 снижают $T_{пл}$ меньше, чем низкие).

Распределение редкоземельных элементов. Прежде всего отметим, что REE мы подразделяем на 3 группы в соответствии с их геохимическими свойствами: цериевую или LREE (Ce, Pr, Nd, Pm, Sm), тербиевую или MREE (Eu, Gd, Tb) и иттриевую или HREE (Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), традиционное название группы связано с Y, не являющимся лантанидом, но всегда сопутствующим REE и по физико-химическим свойствам занимающим место между Dy и Ho.

Как отмечал в свое время Е.И. Семенов [Семенов, 1964], для REE обычна прямая кор-

реляция, помимо щелочных элементов, с Fe^{3+} , Si и обратная — с Mg, Ca, Fe^{2+} . Для высокохромистых пород габброидных комплексов Южного Урала характерно резкое обеднение как REE в целом, так и элементами цериевой группы и самим церием (табл. 1). При сопоставлении всех данных по массивам четко выделяются поля составов, обогащенных Cr и обедненных LREE, с одной стороны, и содержащие названные редкоземельные элементы от уровня, близкого к лерцолитам всех районов (по Ю.А. Балашову [1976]), до континентальных толеитов и низкие концентрации Cr, с другой (рис. 4).

Специфика концентрирования Cr в рассматриваемых породах такова, что поле составов высокохромистых пород характеризуется очень низкими содержаниями Eu (табл. 4), тогда как в низкохромистых породах содержания Eu более высоки и достигают значений 1,16 ppm (Нуралинский массив), 0,73 ppm в диабаз-габбро-диабазовой ассоциации Миндякского массива, 0,99 ppm в диорит-гранодиоритовых породах Миндякского габброидного массива.

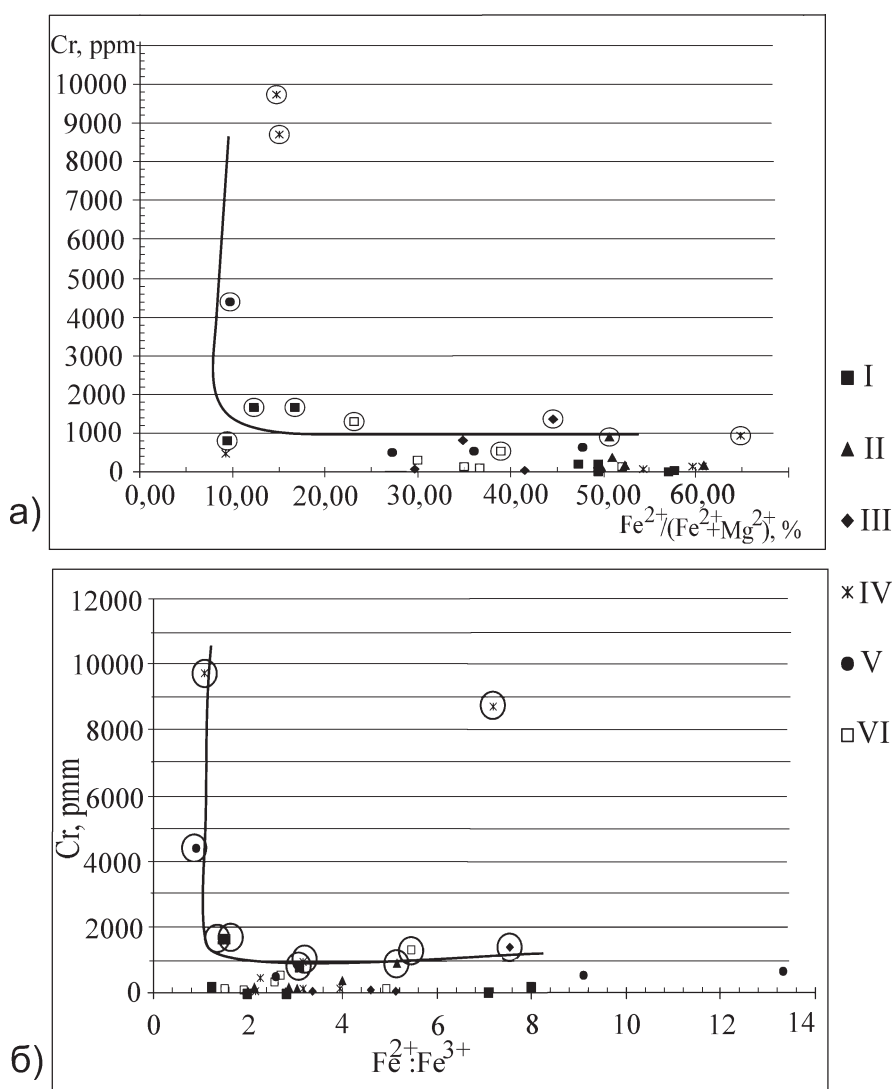


Рис. 3. Тренд концентрирования хрома в породах разной железистости (а) и степени восстановленности (б)

I — Нуралинский габброидный массив; II — Чингизовский габброидный комплекс; III — Ивановский габброидный комплекс; IV — Сангалыкский габброидный интрузив; V — комплекс гранатовых пироксенитов Миндякского габброидного массива; VI — Уральский габбро-норитовый комплекс

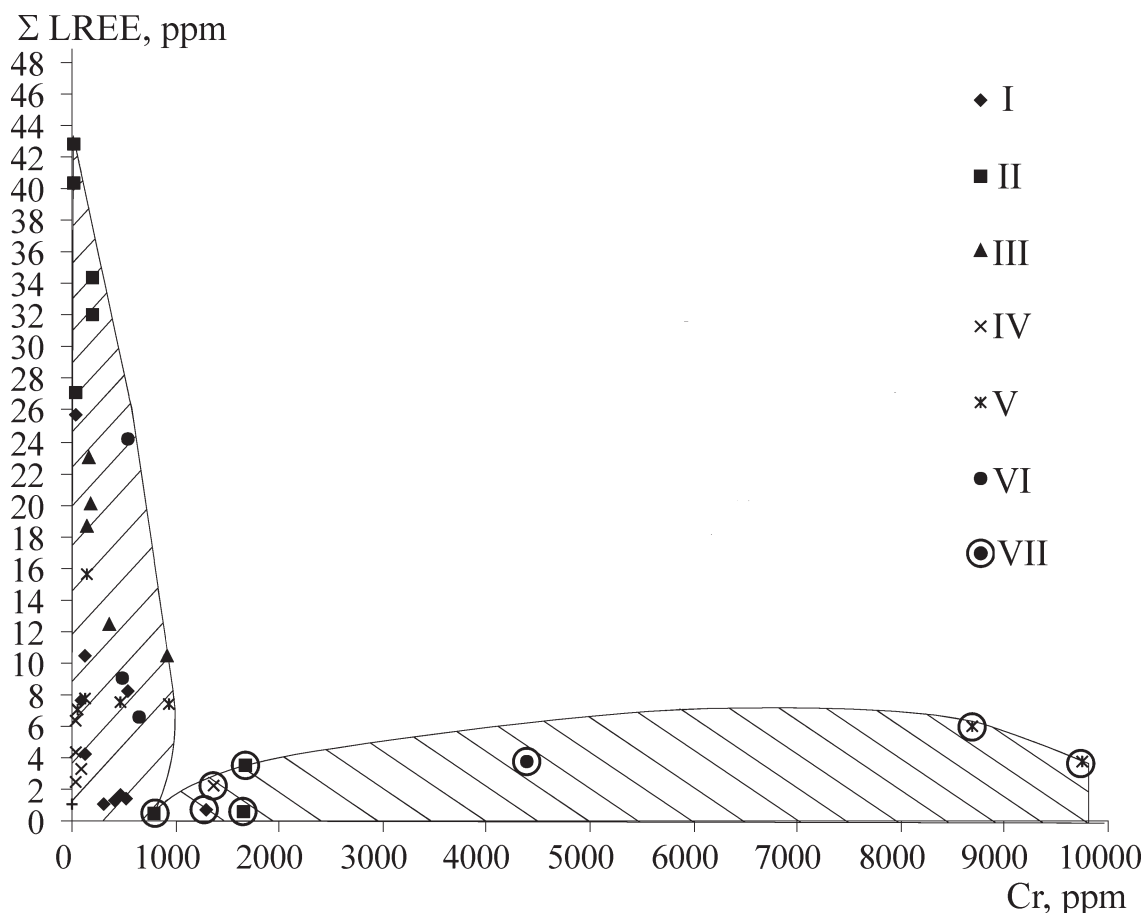


Рис. 4. Поля составов пород габбро-гипербазитовых массивов зоны ГУР в координатах: содержание Cr – Σ LREE

I – Уральский габбро-норитовый комплекс; II – Нуралинский габброидный массив; III – Чингизовский габброидный массив; IV – Ивановский габброидный массив; V – Сангалыкский габброидный интрузив; VI – комплекс гранатовых пироксенитов Миндякского габброидного массива; VII – повышенное содержание Cr

Таблица 4

Содержания переходных металлов, европия и иттрия в высокохромистых породах ультраосновных массивов зоны ГУР

Название объекта	№ образца	Содержание, ppm				
		Cr	Eu	Y	Ni	Co
Нуралинский габброидный массив	C-35	795,9	0,02	0,49	1670,00	82,76
	C-36	1663	0,07	1,42	391,70	43,70
	C-28	1666,7	0,15	4,05	218,60	34,46
Сангалыкский габброидный интрузив	C-61	930,1	0,34	7,39	40,00	40,00
	C-45	8693,7	0,08	5,21	370,89	19,17
	C-75-2	9740	0,11	10,05	354,40	32,77
Уральский габбро-норитовый массив	C-114	1296	0,11	1,05	758,00	78,09
Комплекс гранатовых пироксенитов миндякского габброидного массива	C-80	639	0,59	3,05	226,00	45,45
	C-6019-5	4388	0,33	6,86	2182,52	114,64
Чингизовский габброидный массив	C-27	913,2	0,58	14,21	111,50	100,49
	C-18	1486	0,16	3,45	1263,46	83,44
Ивановский габброидный массив	C-16	1369,4	0,18	2,61	168,06	36,68

По всей вероятности, кристаллизация тугоплавких хромшпинелидов из магматического расплава происходит без накопления REE в соответствии с их свойствами и состоянием расплава. Так,

высокая основность и восстановительный характер среды обуславливают неустойчивость трехвалентного церия и переход его в высшую окисленную форму Ce^{4+} (в щелочной среде Ce^{3+} – восстановитель).

Церий по ряду свойств выделяется из REE и проявляет себя в четырехвалентной форме не как типичный лантаноид (Ce^{4+} по окислительной способности превосходит газообразный хлор); миграционные свойства как бы выводят Ce^{4+} из группы REE.

Столь же индивидуален в условиях меняющейся окислительно-восстановительной обстановки европий, образующий восстановленную двухвалентную форму, которой свойственна миграционная способность. REE оказываются почти не захваченными кристаллизационной массой и остаются в расплаве. Этому способствуют, очевидно, и очень низкие значения коэффициентов распределения между кристаллической фазой и расплавом форстерита для La (0,002), Nd (0,002), Sm (0,007), Eu (0,005), Gd (0,02), Er (0,02), Lu (0,1), по данным В.С. Урусова с соавторами [2006].

В работе рассматривались взаимосвязи Cr не только с REE, но и с переходными металлами первого ряда, начинающимися со скандия. В геохимии скандию не уделяется много внимания, однако положение элемента уникально. Для Sc характерно геохимическое сходство с магнием и железом (II), а также с REE, особенно с элементами иттриевой подгруппы. Валентность Sc, как и большинства лантанидов +3, но комплексообразующая способность намного выше, чем у последних, и по ней Sc сравним с цирконием, гафнием и особенно торием. С элементами подгруппы скандия (иттрий, лантан) очень сходны по свойствам REE, поэтому лантаниды и относят к третьей группе таблицы Менделеева.

Хотя переходные металлы четвертого периода, составляющие группу d-элементов, объединены множеством сходных свойств, они имеют отличия, например, связанные с переходами одних валентных форм в другие. Так, железо легко переходит от $\text{Fe}^0 \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ в щелочных и умеренно кислых средах. У кобальта в тех же щелочных условиях потенциал перехода значительно выше. Хром и железо образуют трехвалентные формы Me^{3+} , тогда как их нет у никеля, но никель способен образовывать диоксиды (NiO_2) в щелочных средах и при очень высоких потенциалах. Таким образом, конкретные состояния d-элементов и в одинаковых условиях индивидуальны.

Из переходных элементов рассматривались корреляционные связи Cr – Ni, Cr – Co, Cr – V.

Для Ni коэффициент линейной корреляции $r = -0,7$, т. е. установлена устойчивая отрицательная корреляция, лучшая, чем для кобальта ($r = -0,5$). Однако численные значения концентраций никеля из всей группы переходных элементов четвертого периода достаточно высоки (табл. 4) и уступают только Mn.

На диаграмме рассеяния Cr – V разброс точек случаен, коэффициент линейной корреляции $r = 0$, т. е. для ванадия явной линейной зависимости с хромом нет.

Заключение. Исследование геохимических особенностей распределения хрома в высокохромистых породах Нуралинского, Уральского, Миндякского габброидных массивов, Чингизовского и Ивановского габброидных комплексов, Сангалыкского габброидного интрузива (зона ГУР) позволило выявить ряд закономерностей концентрирования хрома в данном типе пород.

Основными факторами, обуславливающими накопление хрома в виде хромшпинелидов, несомненно, являются как физико-химические свойства самого элемента и образуемых им минеральных форм, так и наличие условий, благоприятных для появления устойчивых ассоциаций хромсодержащих минеральных фаз.

Поскольку Cr относится к переходным элементам, то одним из важнейших условий устойчивости хромшпинелидов (и вообще любых соединений Cr) является окислительность среды или, пользуясь применяемым для характеристики red/ox -потенциала магматических расплавов понятием, фугитивность кислорода.

Сопоставление содержаний хрома в высокохромистых породах со степенью восстановительности среды, тождественной, как выяснилось, железистости пород, показывает, что накопление хрома происходит при некоторых оптимальных значениях фугитивности кислорода. Рост $f\text{O}_2$ (окислительности) расплава за счет флюидонасыщения создает условия, благоприятные для массовой кристаллизации хромита (хромшпинелидов) при возрастании окислительности среды до порогового значения, предел которого в обобщенном виде связан с температурными условиями из-за выделения скрытой теплоты плавления при процессе кристаллизации, а также с уровнем концентраций хрома в сосуществующих равновесных расплавной и кристаллической фазах. В процессе установления равновесного состояния накопление хрома приостанавливается. Об этом же свидетельствуют и экспериментальные определения коэффициентов распределения Cr между кристаллическим оливином (форстеритом) и расплавом [Урусов и др., 2006].

Для концентрирования Cr в рассматриваемых породах характерно низкое содержание REE в целом, элементов цериевой группы (LREE) и самого церия. Кристаллизация хромшпинелидов из магматического расплава происходит без накопления LREE (обычно эта группа составляет основную массовую долю REE), что связано с неустойчивостью Ce^{3+} в щелочном расплаве, где окисленный до высшей валентности церий резко отличен по свойствам от типичных лантанидов.

Для переходных (когерентных хрому) элементов установлены повышенные (в целом) содержания никеля, хотя коэффициент линейной корреляции составляет $-0,7$ из-за большого разброса в концентрациях никеля; для кобальта корреляция

неустойчивая $(-0,5)$; линейной зависимости $Cr - V$ нет.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 4 фундаментальных исследований Отделения Наук о Земле РАН.

Литература:

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.

Ефимов А.А., Вотяков С.Л., Чащухин И.С. Эволюция дунитов платиноносного пояса Урала: роль химического, температурного и кислородного факторов // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 93–98.

Лебедева С.М., Симонов В.А., Быков В.Н. и др. Степень окисления железа и фугитивность кислорода в базальтовых стеклах района тройного сочленения Буве // Уральский минералогический сборник № 11. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. С. 270–281.

Некрасов И.Я., Горбачев И.С. К вопросу о генезисе базитовых рудно-силикатных магм // Проблемы физико-химической петрологии (состояние флюида и растворов, метасоматоз, рудообразование). Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 258–272.

Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимия РЗЭ как критерий принадлежности Восточно-Хабарнинского комплекса к гипербазит-габбровым ассоциациям платиноносного типа // Ежегодник–1995. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. С. 90–93.

Семенов Е.И. Лантаноиды // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М.: Наука, 1964. С. 210–283.

Урусов В.С., Дудникова В.Б., Жариков Е.В. Кристаллохимический и энергетический анализ коэффициентов распределения примесей при кристаллизации из расплава (на примере оливина) // Геохимия. 2006. № 1. С. 23–37.