

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДОВ ШАХТАМИНСКОГО И КУКУЛЬБЕЙСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО КОМПЛЕКСОВ АГИНСКОЙ ЗОНЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В.Д. Козлов

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Приводятся петрохимическая и расширенная редкоэлементная характеристики массивов шахтаминского комплекса Агинской тектонической зоны Забайкалья, сложенных разновидностями роговообманково-биотитовых габбро-диоритов, монзонитов, диоритов и гранодиоритов. Впервые установлена их изначальная обогащенность гранитофильными, включая рудогенные, редкими элементами и тем самым показаны непосредственные генетические связи интрузий шахтаминского (J_2 — J_3) и рудоносного редкометалльного гранит-лейкогранитного кукульбейского (J_3) комплексов Агинской зоны Забайкалья. Благодаря свойству «несовместимости» гранитофильных элементов, их избыточное концентрирование по отношению к кларковому уровню в гранитоидах повышенной основности шахтаминского комплекса существенно ниже по сравнению с редкометалльными гранитами и лейкогранитами кукульбейского комплекса, завершавшего постколлизийный магматизм Агинской зоны. На основе анализа нормированных редкоземельных спектров гранитоидов шахтаминского и кукульбейского комплексов установлена их магматическая гетерогенность. Показано, что граниты и лейкограниты интрузий кукульбейского комплекса западной половины Агинской зоны являются гранитными дифференциатами единых с шахтаминским комплексом магматических гранитоидных очагов, изначально обогащенных гранитофильными редкими элементами. Граниты редкометалльных интрузий кукульбейского комплекса восточной окраины Агинской зоны с магматическими очагами шахтаминского непосредственно не связаны и представляют магматические расплавы — вероятные продукты глубинного селективного плавления метаморфизованных пород, обогащенные летучими редкими элементами. Подтвержден вывод об отсутствии прямых генетических связей между петрохимическим составом гранитоидов и их металлогенической специализацией и рудоносностью.

Установление однотипной редкометалльной гранитофильной специализации интрузий мезозойских комплексов Забайкалья габбро-диорит-монзонит-гранодиоритового и лейкогранитного составов является главным аргументом в обосновании концепции формирования связанных с зонами глубинных разломов позднепостколлизийных магматических очагов, изначально обогащенных летучими и некеггеновыми редкими элементами.

Гранитоидные комплексы, редкоземельные элементы, гранитофильные редкие элементы, магматическая дифференциация, редкометалльные граниты, редкометалльная минерализация, рудоносность.

TRACE-ELEMENT COMPOSITION AND ORIGIN OF GRANITOIDS FROM THE SHAKHTAMA COMPLEX AND KUKUL'BEI RARE-METAL COMPLEX (Aga zone, Transbaikalia)

V.D. Kozlov

The paper gives major-element and extended trace-element descriptions of plutons from the Shakhtama complex in the Aga tectonic zone (Transbaikalia). They are composed of hornblende–biotite gabbrodiorites, monzonites, diorites, and granodiorites. It has been found that they were initially enriched in granitophile (including ore-forming), trace elements. This suggests consanguinity between the intrusions of the Shakhtama complex (J_2 – J_3) and the ore-bearing Kukul'bei rare-metal complex of granites and leucogranites (J_3) (Aga zone, Transbaikalia). Since granitophile elements are incompatible, their content in granitoids with an elevated mafic content from the Shakhtama complex is substantially less above the clarkite than that in the rare-metal granites and leucogranites from the Kukul'bei complex, which ended postcollisional magmatism in the Aga zone. Analysis of normalized REE patterns for the granitoids from both complexes has revealed their magmatic heterogeneity. It has been demonstrated that the Kukul'bei granite and leucogranite intrusions in the western Aga zone are granitic differentiates of granitoid magma chambers associated with the Shakhtama complex, which were initially enriched in granitophile trace elements. The granites from the rare-metal intrusions of the Kukul'bei complex (on the eastern periphery of the Aga zone) are not directly related to the magma chambers of the Shakhtama complex. They are magmatic melts, which might result from the deep-level selective melting of metamorphosed rocks enriched in volatile trace elements. It has been confirmed that there is no direct genetic relation between the major- and trace-element compositions of the granitoids and their metallogeny and ore content.

The granitophile rare-metal specialization of the intrusions in Mesozoic Transbaikalian gabbrodiorite–monzonite–granodiorite and leucogranite complexes is the major evidence supporting the theory of the formation of late- and postcollisional magma chambers associated with deep faults, which were initially enriched in volatile and incompatible trace elements.

Granitoid complexes, rare-earth elements, granitophile trace elements, magma differentiation, rare-metal granites, rare-metal mineralization, ore content

ВВЕДЕНИЕ

Территория Агинской тектонической зоны Восточного Забайкалья сложена преимущественно метаморфизованными песчано-сланцевыми породами протерозоя—палеозоя в ее восточной части и пермотриаса в западной половине. Согласно современному геодинамическому районированию Забайкалья, зона характеризовалась высокой тектонической активностью и представляет Ононский островодужный террейн, ограниченный с СЗ и ЮВ ветвями Монголо-Охотской сутуры, в котором выделяются девонско-раннекарбоновые, позднепермско-раннетриасовые аккреционно-субдукционные клинья и поздне триасовый задуговый бассейн [Спиридонов и др., 2006]. В металлогеническом отношении Агинская зона известна как область наиболее широкого в регионе развития редкометалльного (Sn, W, Be, Li, Ta) пневматолитогидротермального оруденения. Пространственно и генетически оруденение связано с многочисленными небольшими (до 300 км²) массивами кукульбейского (J₃) лейкогранитного комплекса [Геологическая карта..., 1997; Геологическое строение..., 1997], интрузирующими с образованием купольных структур во вмещающих песчано-сланцевых и вулканогенных толщах [Козлов, 2005]. Оруденение локализуется как в лейкогранитах и пегматитах заключительных интрузивных фаз (ЗФ) кукульбейских интрузий, так и во вмещающих породах [Месторождения..., 1995].

Наряду с массивами гранитов кукульбейского комплекса в Агинской зоне широко развиты также небольшие интрузии шахтаминского (J₂—J₃) комплекса габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритового состава, обычно пространственно разобщенные с гранит-лейкогранитными массивами кукульбейского (рис. 1). Наиболее тесным пространственным сонахождением интрузий шахтаминского и кукульбейского комплексов характеризуется Кукульбейский рудный район на востоке Агинской зоны, где крупные Курунзулайский, Тургинский и ряд мелких массивов шахтаминского комплекса сочетаются с самым крупным Соктуйским массивом и более мелкими (Белухинский, Олдондинский и др.) кукульбейского. Граниты Соктуйского массива интрузируют Антийский массив шахтаминского комплекса, а диориты Тургинского массива шахтаминского комплекса прорываются телами амазонитовых Li-F гранитов ЗФ кукульбейского [Геологическая карта..., 1997].

Некоторые массивы шахтаминского комплекса Агинской зоны сопровождаются молибденитовой и шеелитовой минерализацией (Будуланский и Уронайские массивы). В соседней, восточной Аргунской тектонической зоне Восточного Забайкалья с интрузиями шахтаминского комплекса связано промышленное молибденит-кварцевое оруденение, непосредственно ассоциирующее с поздними телами и дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров (Шахтаминский рудный район).

Согласно сложившимся в 70-е годы прошлого столетия взглядам, шахтаминский и кукульбейский рудоносные комплексы относились к посторогенному внегеосинклинальному (субсеквентному по Штилле) магматизму зон глубинных разломов периода мезозойской тектономагматической активизации, т.е. генетически не связанному с орогенным пермотриасовым батолитовым магматизмом региона (ундинский и кыринский комплексы, Р—Т—J₂) [Козлов, Сवादковская, 1977; Козлов и др., 2003]. В настоящее время в системе представлений тектоники плит шахтаминский и кукульбейский комплексы рассматриваются как постколлизийные [Спиридонов и др., 2006].

Сведения об изотопном возрасте массивов комплексов в основном ограничиваются K/Ar определениями по породам и биотитам 70-х годов прошлого столетия [Козлов, Сवादковская, 1977]. Согласно этим данным, возраст (в млн лет) массивов шахтаминского комплекса в западной части Агинской зоны определяется диапазоном 185—176 (J₁, 3 массива), в центральной и восточной частях зоны — 151—152 (J₃, 2 массива), а эталонного Шахтаминского массива — 167 (J₂, Аргунская зона). Большая часть определений по массивам кукульбейского комплекса попадает в диапазон 150—145 (J₃), а часть — в диапазон 136—126 млн лет (K₁).

В публикациях последнего десятилетия приведены результаты определений изохронного Rb/Sr возраста биотитовых редкометалльных гранитов Орловского (Хангилайского), Li-F амазонитовых гранитов Этыкинского и онгонитов Ары-Булакского массивов кукульбейского комплекса, которые составляют соответственно 143, 143 и 142 млн лет [Коваленко и др., 1999; Костицин и др., 2000], что отвечает нижнему мелу. Учитывая разброс возрастных данных при ограниченном их количестве, возраст шахта-

Таблица 1. Петрохимическая, редкоземельная гранитофильная и редкоземельная характеристики гранитоидов массивов средневерхнеюрского шахтаминского комплекса Агинской зоны Восточного Забайкалья

Компонент	Габбро-диориты и монзониты			Кварцевые диориты и монцодиориты			Гранодиориты	
	Улан-Загатай-ский	Куран-жинский	Чалотс-кий	Ага-Хингин-ский	Харага-нашский	Тургинс-кий	Будуланс-кий	Цасучейс-кий
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ , мас.%	57.50	56.21	57.20	60.24	61.64	63.60	64.89	65.29
TiO ₂	1.12	0.99	1.09	0.74	0.75	0.62	0.57	0.47
Al ₂ O ₃	16.10	15.15	16.22	15.59	15.97	15.02	15.42	16.44
Fe ₂ O ₃	1.25	0.97	0.86	5.38	1.15	0.70	0.77	0.75
FeO	5.23	5.65	5.58	—	3.14	3.30	2.91	2.75
MnO	0.11	0.16	0.12	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06
MgO	5.58	4.53	4.87	5.04	3.72	4.75	2.16	1.67
CaO	5.92	5.96	5.13	4.86	4.37	4.17	3.09	2.73
Na ₂ O	3.80	4.20	3.63	3.67	4.00	3.32	4.17	4.20
K ₂ O	2.46	4.26	2.60	2.42	3.35	3.20	3.97	4.12
P ₂ O ₅	0.36	0.31	0.52	0.18	0.19	0.13	0.15	0.20
П.п.п.	0.86	1.17	0.45	1.42	0.52	0.68	0.65	0.78
Σ	100.29	99.64	99.44	99.62	98.87	99.56	98.81	99.46
N	8	4	5	8	2	6	8	5
B, г/т	44	75	~80	21	32	112	~20	~20
F	450	800	400	860	650	800	650	500
Li	35	87	26	25	27	35	35	22
Rb	105	220	118	73	130	160	140	152
Cs	6.4	45	5	1.9	4.5	10	6.5	5
Be	2.5	3.4	4.2	2	3.0	4	4	3.8
Sr	590	470	620	600	680	460	590	480
Ba	700	650	680	660	715	580	650	770
Sn	5.1	8.1	4.5	~8	3.2	3.6	3	3.8
W	~1.2	4.1	~3	2.4	2.8	3.3	3.1	1.7
Mo	1.2	5.5	1	1.0	<1	—	6.2	2.3
Pb	25	16	16	12	19	27	20	22
Nb	10	8.7	14	6.6	9.2	6.4	11	8.1
Ta	1.0	1.0	1.7	0.65	0.8	0.7	1.7	0.9
Th	11	11	12.3	7.8	9.2	27	19	12
U	1.4	1.4	2.2	1.2	1.1	2	3	1.1
Y	25	32.5	23	16.2	17.4	16.6	17.6	16.2
La	50.8	41.8	43.3	29.8	36.0	46.4	38.2	30.0
Ce	115.0	93.7	97.2	71.0	77.0	109.2	81.2	76.4
Pr	11.4	9.9	9.6	7.1	8.1	10.3	8.2	7.2
Nd	48.6	35.9	33.2	25.1	28.7	36.4	26.7	24.4
Sm	6.7	7.2	6.2	5.0	5.1	5.9	4.4	4.2
Eu	1.62	1.73	1.6	1.18	1.45	1.27	1.09	1.14
Gd	6.7	6.9	6.1	4.7	4.45	4.4	3.7	3.5
Tb	0.59	0.75	0.64	0.45	0.55	0.38	0.32	0.36
Dy	4.8	5.9	4.4	3.8	3.4	3.2	3.0	3.2
Ho	0.85	1.11	0.79	0.64	0.60	0.63	0.54	0.55
Er	2.3	3.1	2.3	1.57	1.63	1.67	1.6	1.4
Tm	0.36	0.44	0.32	0.24	0.23	0.23	0.24	0.20
Yb	2.5	3.0	2.3	1.55	1.3	1.71	1.50	1.5
Lu	0.34	0.46	0.32	0.17	0.26	0.19	0.19	0.19
n	10	4	6	5	3	11	12	6
Eu/Eu*	0.24	0.24	0.80	0.67	0.93	0.76	0.27	0.30
ΣTR	352.6	211.89	208.27	152.3	168.77	221.58	170.88	154.24
KK ₁	3.1	1.84	1.8	1.0	1.1	1.48	0.93	0.84
ΣTR _{Ce}	225.8	181.3	183.3	133.0	149.8	202.0	154.3	138.0
KK ₂	2.5	2.0	2.0	1.1	1.2	1.6	0.99	0.89
ΣTR _Y	26.76	30.59	24.97	19.3	18.97	19.58	16.58	16.24
KK ₃	1.10	1.25	1.0	0.74	0.72	0.75	0.59	0.58

Компонент	Гранодиориты		Уронайская группа интрузий, дайки экзоконтакта				
	Гошунов-ский	Ималкин-ский	Хадактинский массив, габбро			Фельзитовые порфиры	
			эндоконтак-товое (P3-26)	жильное (P3-28)	крупнозернистое (P3-30)	(P3-31)	(P3-33)
	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂ , мас.%	68.63	63.18	43.69	49.81	51.20	68.65	69.91
TiO ₂	0.43	0.59	0.52	0.94	0.95	0.33	0.33
Al ₂ O ₃	15.73	15.61	14.85	13.45	5.17	15.78	15.98
Fe ₂ O ₃	0.61	0.72	4.31	1.64	2.10	1.38	1.03
FeO	2.22	3.67	5.99	3.36	5.66	0.89	1.31
MnO	0.04	0.09	0.17	0.21	0.14	0.02	0.04
MgO	0.93	2.59	12.34	7.83	9.38	0.91	1.02
CaO	1.60	3.43	12.72	19.62	21.02	1.88	1.80
Na ₂ O	4.03	3.71	0.87	1.42	1.22	4.43	4.95
K ₂ O	4.55	4.19	1.80	0.37	1.00	2.89	2.94
P ₂ O ₅	0.07	0.17	0.11	0.32	1.32	0.11	0.11
П.п.п.	0.61	0.55	1.80	0.56	0.40	2.53	0.25
Σ	99.45	98.50	99.17	99.53	99.56	99.80	99.66
N	4	9	1	1	1	1	1
B, г/т	30	31	8	6	6	29	20
F	680	630	640	330	1200	530	500
Li	37	50	32	10	13	37	33
Rb	190	160	110	16	30	84	70
Cs	8	19	45	4.2	3.2	6	6
Be	4.7	4	0.7	1.4	2.2	2.7	2.9
Sr	390	400	840	1115	240	690	830
Ba	580	750	220	58	~200	840	870
Sn	2.6	6.3	1.2	2.5	3.2	1.3	1.2
W	4.3	1.5	0.7	15	23	2	7.9
Mo	7	6.6	—	—	—	1	1.3
Pb	20	26	3.2	7	5	21	12
Nb	15	9.8	1.0	1.2	8	3.7	3.5
Ta	2	1.4	0.1	0.13	0.6	0.3	0.4
Th	20	19.4	0.5	0.11	7.4	6.5	7.1
U	2.3	2.2	0.15	0.23	2.1	2.1	2.5
Y	21	19	9.9	15.5	17.6	6.0	6.3
La	39.2	35.5	7.1	15.2	28.5	19.3	19.9
Ce	91.8	81.8	16.2	35.1	65.3	38.9	39
Pr	8.5	7.5	2.4	5.1	8.4	4.1	4.4
Nd	27.1	25.7	11.5	22.8	35.4	13.2	14.8
Sm	5.4	4.6	2.7	4.8	7	2.6	2.5
Eu	0.86	1.05	1.01	1.52	1.58	0.69	0.66
Gd	3.9	3.6	3.1	4.8	6.7	2.0	2.0
Tb	0.50	0.4	0.43	0.61	0.79	0.22	0.27
Dy	3.5	3.3	2.3	3.5	3.7	1.3	1.2
Ho	0.73	0.69	0.44	0.7	0.75	0.24	0.25
Er	2.1	1.84	1.18	1.6	1.9	0.67	0.49
Tm	0.31	0.28	0.15	0.23	0.25	0.08	0.08
Yb	2.3	1.81	0.98	1.3	1.5	0.52	0.66
Lu	0.25	0.30	0.12	0.22	0.25	0.08	0.09
n	7	11	1	1	1	1	1
Eu/Eu*	0.19	0.79	1.07	0.97	0.71	0.92	0.89
ΣTR	186.45	168.37	49.61	97.48	162.02	83.9	86.3
KK ₁	1.02	1.1	0.44	0.86	1.43	0.44	0.45
ΣTR _{ce}	166.6	150.5	37.2	78.2	137.6	75.5	78.1
KK ₂	1.07	1.2	0.40	0.85	1.5	0.48	0.49
ΣTR _y	19.85	17.87	12.41	19.28	24.42	8.4	8.2
KK ₃	0.70	0.69	0.59	0.91	1.16	0.27	0.26

Примечание. Аналитические данные получены в аналитических подразделениях ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Петрохимия гранитоидов приводится по данным силикатного рентгеноспектрального анализа на отечественном квантометре СРМ-25. Содержания редких щелочных металлов (Li, Rb, Cs) определялись методом фотометрии пламени, концентрации В, F, Be, Sn, W, Mo, Pb, Zn — количественными методами эмиссионного спектрального анализа (аналитики О.М. Чернышова, Н.Л. Чумакова). Содержания Y, редких земель (14 элементов), а также Nb, Ta, Hf, Th, U определены растворным методом на аналитическом комплексе ICP-MS (аналитики-методисты Е.В. Смирнова, Г.П. Сандимирова). N — число проб силикатного анализа; n — число проб на редкие элементы; прочерк — нет данных; ΣTR — сумма P3Э; ΣTR_{ce} — сумма легких P3Э (La, Ce, Pr, Nd); ΣTR_y — сумма тяжелых P3Э (в интервале Sm—Lu, по [Солодов и др., 1987]); KK₁, KK₂, KK₃ — отношения соответствующих сумм P3Э в данной разновидности гранита к кларковым суммам (ΣTR_{кл} = 189.8; ΣTR_{ceкл} = 158.4; ΣTR_{yкл} = 31.4, по [Овчинников, 1990]).

бейских интрузий с процессом магматической дифференциации очагов гранитоидных расплавов не связана и является их изначальной геохимической особенностью.

Учитывая давно установленную временную (J_2 — J_3), а также в ряде случаев пространственную сближенность интрузий габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритового шахтаминского и гранит-лейкогранитного кукульбейского комплексов различающейся металлогенической специализации, вопросы генетических соотношений комплексов представляют значительный теоретический и практический интерес. Ниже эти вопросы обсуждаются на основе анализа полученных новых данных о распределении в гранитоидах рассматриваемых комплексов редкоземельных и гранитофильных редких элементов (см. табл. 1) [Козлов, 2009].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Распределение редкоземельных элементов в горных породах анализируется традиционно на основе диаграмм, в которых концентрации РЗЭ нормированы по метеоритному веществу [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Нормированные спектры редкоземельных элементов в гранитоидах изученных массивов шахтаминского комплекса Агинской зоны (см. рис. 1), по данным объединенных проб (см. табл. 1), приведены на диаграмме рис. 2. Несмотря на разбросанность массивов на значительной площади и их изменяющийся петрохимический состав (от роговообманково-биотитовых габбро-диоритов до гранодиоритов-гранитов), редкоземельные спектры шахтаминских гранитоидов характеризуются высокой степенью компактности, отражающей, очевидно, генетическое единство комплекса. В РЗЭ спектрах большинства массивов Eu-минимум отсутствует или выражен слабо, за исключением гранодиоритов Ималкинского (спектр 10) и гранитов Гошуновского (спектр 9) массивов. Это означает очень слабое проявление при формировании большинства массивов комплекса магматической кристаллизационной дифференциации, благодаря которой более кислые дифференциаты обедняются Са и изоморфно тесно связанным с ним двухвалентным Eu [Солодов и др., 1987], что на диаграмме редкоземельных спектров фиксируется появлением Eu-минимума, как это наблюдается в спектре 10 ималкинских гранодиоритов. Практически спектры РЗЭ всех рассмотренных массивов, за исключением Куранжинского (спектр 2), располагаются на диаграмме внутри узкой полосы, ограниченной спектрами 1 и 8 Улан-Загатайского и Цасучейского массивов. Эта полоса в дальнейшем изложении используется на других диаграммах для сопоставления спектров гранитоидов шахтаминского и кукульбейского комплексов. Причина обогащения тяжелыми лантаноидами (Тb-Lu) спектра 2 Куранжинского массива рассмотрена ниже.

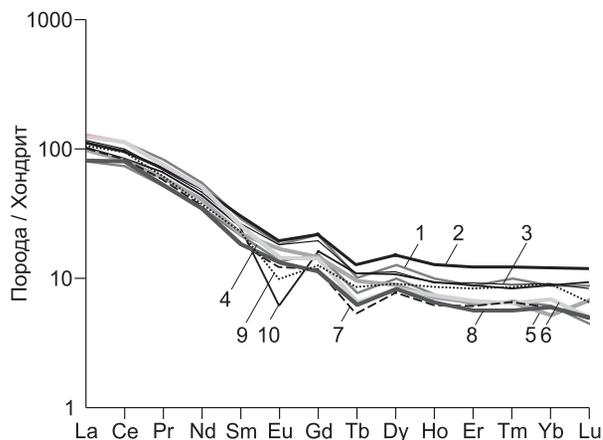
На рис. 3, а на фоне полосы РЗЭ спектров гранитоидов ГФ шахтаминского комплекса (серое) приведены РЗЭ спектры редкометалльных гранитов ГФ кукульбейского комплекса западной части Агинской зоны (массивы Саханайский, Дурулгуевский, Хангилайский, Седловский, локализованные преимущественно в песчано-сланцевых породах триаса, см. рис. 1), по данным [Козлов, 2009, табл. 1]. Совпадение спектров редкометалльных гранитов ГФ кукульбейского комплекса с полосой спектров шахтаминского показывает, что кукульбейские граниты ГФ названных массивов можно рассматривать в качестве лейкогранитных дифференциатов, единых с шахтаминскими интрузиями магматических очагов, что однозначно подтверждается четко выраженными Eu-минимумами в спектрах кукульбейских гранитов ГФ.

Аналогичная диаграмма спектров РЗЭ составлена для гранитов ГФ массивов кукульбейского комплекса в восточной части Агинской зоны — кулиндинской группы, Кангинского, Белухинского и Олдондинского массивов (см. рис. 3, б). Вмещающие породы здесь представлены филлит-серицит-хлоритовыми сланцами среднего рифея, метаморфизованными осадочными толщами девона, карбона и перми. Диаграмма РЗЭ спектров гранитов ГФ этих интрузий кукульбейского комплекса (см. рис. 3, б) резко отличается от диаграммы рис. 3, а существенно по-

Рис. 2. Распределение нормированных концентраций редкоземельных элементов (спектры РЗЭ) в гранитоидах ГФ массивов шахтаминского комплекса.

Здесь и далее нормирование концентраций РЗЭ в рассматриваемых гранитоидах проведено по составу хондрита C1 [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Номера линий спектров на диаграммах для гранитоидов шахтаминского комплекса соответствуют номерам колонок анализов в табл. 1.



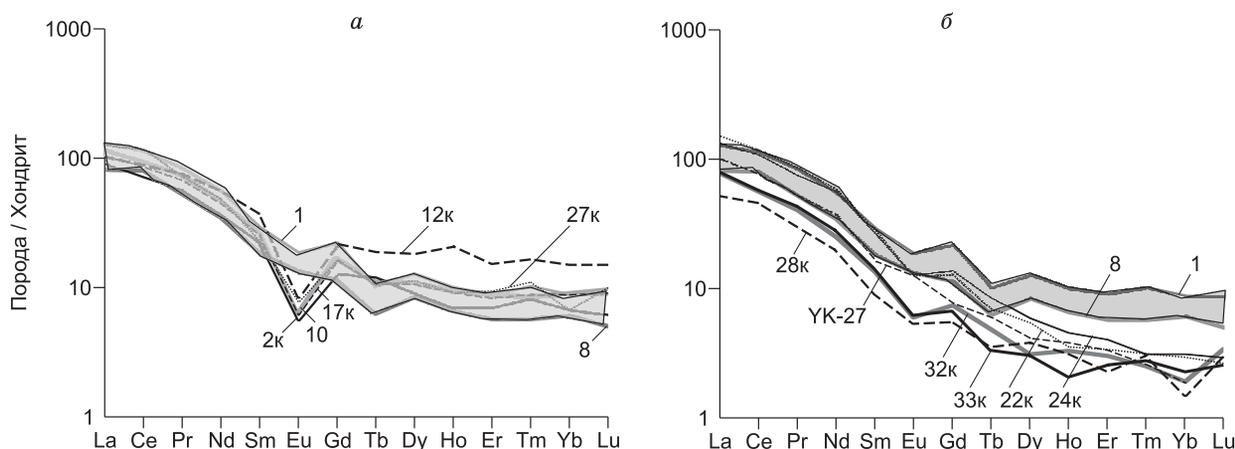


Рис. 3. Соотношение спектров РЗЭ гранитов ГФ массивов кукульбейского комплекса западной половины (а) и восточной части (б) Агинской зоны со спектрами массивов шахтаминского комплекса (серая полоса).

Спектр YK-27 (архейский риодацит), по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Номера спектров гранитов кукульбейского комплекса с индексом «к» соответствуют колонкам анализов, по [Козлов, 2009, табл. 1].

ниженными концентрациями лантаноидов, особенно тяжелых, начиная с Sm, по сравнению с полосой спектров шахтаминского комплекса. Видно, что спектры 22к и 24к гранитов ГФ массивов кукульбейского комплекса, расположенной в центре Агинской зоны, по уровню снижения концентраций тяжелых лантаноидов занимают промежуточное положение между спектрами РЗЭ массивов ГФ комплекса в западной (см. рис. 3, а) и восточной частях зоны. Спектры 28к, 32к и 33к гранитов ГФ Кангинского, Белухинского и Олдондинского массивов (см. рис. 3, б) характеризуются значительным подобием, слабой дифференциацией и образуют компактную, обедненную тяжелыми лантаноидами (Eu-Lu) полосу, свидетельствующую об их генетическом единстве. Таким образом, неоднократно отмечавшаяся ошибочность отнесения на геологических картах Олдондинского и Белухинского массивов к шахтаминскому комплексу [Геологическая карта..., 1997] подтверждается и их редкоземельными спектрами. В качестве сопоставления на диаграмму (см. рис. 3, б) вынесен нормированный спектр архейского риодацита YK-27, по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], также резко обедненного тяжелыми лантаноидами (см. ниже).

ОЦЕНКА УРОВНЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Обогащение кислых магматических пород (гранитов) редкими элементами относительно других типов изверженных пород количественно установлено со времени публикации шкал кларковых концентраций химических элементов в главных типах пород земной коры, составленных К.К. Таркяном, К. Веполем в 1961 г. и А.П. Виноградовым в 1962 г. [Справочник..., 1990]. Согласно этим данным, граниты по сравнению с разновидностями пород повышенной основности обогащены В, F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Mo, Nb, Ta, Th, U. В геологической литературе эта группа элементов получила название гранитофильных, а также несовместимых (некогерентных). Геохимическими исследованиями 50—70-х годов прошлого столетия было показано, что среди гранитных интрузий выделяются ограниченно распространенные, обогащенные названными гранитофильными элементами по отношению к кларковому уровню в гранитах. Такие интрузии, сопровождающиеся редкометалльной минерализацией разной интенсивности, получили название редкометалльных [Коваленко, 1977; Таусон, 1977; Козлов, Сवादковская, 1977]. Изучение интрузий редкометалльных гранитов показало, что уровни концентрации в них отдельных гранитофильных элементов могут изменяться в очень широких пределах. Объективное сопоставление этих уровней для разных элементов может быть оценено с помощью нормирования концентраций гранитофильных элементов в гранитах конкретной интрузии по их кларковым концентрациям и замены концентраций редких элементов их кларками концентрации, по В.И. Вернадскому, фиксирующими степень избыточности (>1) или недостаточности (<1) элемента по отношению к его кларковому уровню. На основе кларков концентрации может быть составлена элементная формула изученной разновидности гранитов; суммарные избыточность (+) или дефицит кларков (–) относительно кларкового уровня оцениваются индексом концентрации ИНК (табл. 2, 3) [Козлов, 1985].

Очевидно, что для целей корректного сопоставления уровней редкометалльности интрузий кукульбейского (граниты-лейкограниты, SiO₂ ≈ 70—75 мас.%) и шахтаминского (габбро, диориты, грано-

Таблица 2. Сравнительный редкоземельный состав гранитоидов массивов шахтаминского и кукульбейского комплексов Агинской зоны Забайкалья в элементных формулах и индексах концентрации гранитофильных элементов (ИНК_{ГРЭ})

Массив	Элементная формула	ИНК _{ГРЭ} *	№ колонки в табл. 1 или лит. источнике	
Шахтаминский комплекс, габбро-диориты, диориты, гранодиориты ГФ				
Улан-Загатайский	$\frac{Cs4.6-Sn4.2-B3.1-Pb1.9-Th1.6-Li1.5-Be1.4-Ba1.3-Rb1.2-W1.2-Mo1.2-Ta1.2-Sr1.0}{U0.7-F0.9}$	+11,7 (13)	1	
Куранжинский	$\frac{Cs32.1-Sn6.8-Mo5.5-B5.4-W4.1-Li3.6-Rb2.4-Be1.9-F1.6-Th1.6-Ta1.2-Pb1.2-Ba1.2}{U0.7-Sr0.8}$	+55,1 (13)	2	
Чалотский	$\frac{B5.7-Sn3.8-Cs3.6-W3-Be2.3-Ta2.1-Th1.8-Rb1.3-Ba1.3-Pb1.2-Li1.1-U1.1-Sr1-Mo1}{F0.8}$	+15,8 (13)	3	
Ага-Хингинский	$\frac{Sn5-W1.8-B1.6-F1.6-Sr1.2-Ba1.2-Cs1.1-Li1-Be1-Mo1}{Ta0.4-U0.5-Rb0.7-Pb0.9-Th0.9}$	+3,5 (13)	4	
Хараганашский	$\frac{B2.5-Cs2.5-W2.2-Sn2-Be1.5-Pb1.4-Sr1.4-Ba1.3-Rb1.3-F1.2-Li1.1-Mo1-Th1}{Ta0.4-U0.5}$	+5,6 (13)	5	
Тургинский	$\frac{B8.6-Cs5.6-Th3-W2.5-Sn2.2-Be2-Pb1.9-Rb1.6-F1.5-Li1.4-Ba1.1}{Ta0.4-U0.8-Ba0.9}$	+19,5 (12)	6	
Будуланский	$\frac{Mo6.2-Cs3-W2.2-Th2.1-Be2-B1.8-Sn1.8-Li1.4-Pb1.3-Sr1.3-Ba1.3-F1.2-Rb1.2-U1}{Ta0.5}$	+12,7 (13)	7	
Цасучейский	$\frac{Cs2.3-Mo2.3-Sn2.2-Be1.9-B1.8-Ba1.5-Pb1.5-Rb1.3-Th1.3-W1.2-Sr1.1}{Ta0.3-U0.4-F0.9-Li0.9}$	+5,3 (13)	8	
Гошуновский	$\frac{Mo7-Cs3.6-W3.1-B2.7-Be2.4-Th2.2-Rb1.6-Li1.5-Sn1.5-F1.3-Pb1.3-Ba1.2}{Ta0.6-U0.8-Sr0.9}$	+16,6 (13)	9	
Ималкинский	$\frac{Cs8.6-Mo6.6-Sn3.7-B2.8-Th2.2-Li2-Be2-Pb1.7-Ba1.5-Rb1.3-F1.2-W1.1}{Ta0.4-U0.7-Sr0.9}$	+21,3 (13)	10	
Уронайская группа, Хадактинский массив, габбро ГФ, гранитные дайки экзоконтакта, ЗФ(?)				
Габбро ГФ	PЗ-26	$\frac{Cs45-Rb2.7-Li2.1-Sr1.9-B1.6-F1.6-Be1.4}{Ta0.2-Th0.2-U0.2-Sn0.4-Pb0.5-Ba0.7-W0.8}$	+45,5 (12)	11
	PЗ-28	$\frac{W17-Cs4.2-Be2.8-Sr2.5-B1.2-Pb1}{Th0.1-Ta0.2-Rb0.4-U0.4-Li0.7-Ba0.7-F0.8-Sn0.8}$	+17,6 (12)	12
	PЗ-30	$\frac{W25-Be4.4-U3.5-Cs3.2-F3.1-Th2.4-B1.2-Sn1.1-Ta1}{Sr0.5-Ba0.7-Rb0.7-Pb0.7-Li0.9}$	+35,2 (12)	13
Фельзитовые порфиры	PЗ-31	$\frac{Sr3-B2.1-Cs1.2-W1.1-Pb1.1-Ba1.1}{Ta < 0.1-Rb0.4-Sn0.4-Th0.4-U0.6-F0.7-Be0.8-Mo0.8-Li0.9}$	-2,4 (13)	14
	PЗ-33	$\frac{W4.4-Sr3.6-B1.4-Cs1.2-Ba1.1-Mo1}{Ta0.1-Rb0.4-Sn0.4-Th0.4-F0.6-Pb0.6-Li0.8-U0.8-Be0.9}$	0 (13)	15
Кукульбейский комплекс, граниты и лейкограниты редкометалльные ГФ, по [Козлов, 2009, табл. 1]				
Хангилайский	$\frac{Sn3.3-Cs3.2-Li3.1-W2.7-Pb2.6-Be2.2-U2.2-Th2.1-B1.9-Rb1.8-F1.1}{Ba0.4-Sr0.6-Mo0.5-Ta0.9}$	+14,6 (13)	2	
Саханайский	$\frac{Sn4.3-B3.9-Cs3.6-Li2.8-U3.6-W1.9-Be1.8-Th1.8-F1.6-Rb1.4-Pb1.2-Ta1}{Ba0.4-Sr0.7}$	+16,9 (13)	12	
Дурулгуевский	$\frac{Sn4.3-Mo4.2-Cs3.4-U3.2-Li3-Be2-Th1.6-B1.4-Rb1.4-Pb1.2-Ta1}{Ba0.4-Sr0.7-W0.7-F0.9}$	+15,3 (13)	17	
Седловский	$\frac{Sn2.1-B1.7-Th1.7-Mo1.5-Pb1.5-Li1.4-Be1.4-Cs1.3-F1.1-Rb1.1-U1.1}{Ba0.4-Ta0.4-W0.6-Sr0.7}$	+3,9 (13)	27	

Массив	Элементная формула	ИНК _{ГрЭ} *	№ колонки в табл. 1 или лит. источнике
Кангинский	$\frac{\text{Sn}4.6\text{-Li}4.1\text{-Cs}2.8\text{-Mo}2.5\text{-Be}2.2\text{-Pb}1.7\text{-F}1.3\text{-Th}1.3\text{-B}1.2\text{-Rb}1.2\text{-U}1.2\text{-Sr}1\text{Ba}0.3\text{-W}0.5\text{-Ta}0.8}{}$	+12,4 (13)	28
Белухинский	$\frac{\text{W}7.8\text{-Cs}6.6\text{-Li}3.5\text{-Be}2.5\text{-U}2.5\text{-Pb}2.2\text{-Sn}2.1\text{-Rb}1.6\text{-Th}1.6\text{-B}1.4\text{-F}1.3\text{-Mo}1.2\text{-Sr}1\text{Ta}0.4\text{-Ba}0.6}{}$	+21,7 (13)	32
Олдондинский	$\frac{\text{Cs}4\text{-U}2.5\text{-Li}2.4\text{-Pb}2.4\text{-Be}1.6\text{-Th}1.6\text{-Sn}1.5\text{-B}1.4\text{-Rb}1.4\text{-Sr}1.2\text{-W}1.1\text{-F}1\text{Ta}0.4\text{-Ba}0.6\text{-Mo}0.9}{}$	+9,2 (13)	33

Примечание. Элементная формула — результат нормирования содержаний гранитофильных элементов в данной породе по их кларковым концентрациям. ИНК — индекс концентрации, фиксирует суммарный уровень избыточности (+) или дефицита (–) гранитофильных редких элементов в данной породе по отношению к кларковому уровню в количествах кларков элементов: $\text{ИНК}_{\text{ГрЭ}} = \text{КК}_1 + \text{КК}_2 + \text{КК}_3 + \dots + \text{КК}_n - n$, где n — число гранитофильных элементов, участвующих в расчете ИНК (негранитофильные Sr и Ba не учитываются), $\text{КК}_1 \dots \text{КК}_n$ — кларки концентрации соответствующих гранитофильных элементов [Козлов, 1985].

* В скобках число гранитофильных элементов.

Таблица 3. Кларковые концентрации гранитофильных редких элементов, Sr, Ba и $\Sigma\text{PЗЭ}$ для главных петрохимических разновидностей изверженных пород от габброидов до гранитов*

Породные группы	%																	г/т		
	SiO ₂	B	F	Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	Sn	W	Mo	Ta	Pb	Th	U	ΣTR	$\Sigma\text{TR}_{\text{Ce}}$	$\Sigma\text{TR}_{\text{Y}}$	
Габброиды	50.6	5	390	15	41	1	0.5	450	300	~3	0.9	1.4	0.6	7	3.1	0.6	113.1	92	21.1	
Диориты	56.8	14	500	24	90	1.4	1.8	600	530	1.2	1	1	0.8	13	7	2	115.1	90.7	24.4	
Кварцевые диориты	61.7	13	530	25	100	1.8	2	500	530	1.6	1.3	1	1.8	14	9	2.4	~150	~124	~26	
Гранодиориты	66.9	11	540	25	120	2.2	2	440	500	1.7	1.4	1	3.2	15	9	3	183.6	155.4	28.2	
Граниты	71.2	14	800	40	190	5	3.3	230	800	3	1.8	1.3	3.5	20	18	3.7	189.8	158.4	31.4	

*Кларковые концентрации приводятся по сводкам А.П. Виноградова, К.К. Таркяна, К. Ведеполя [Справочник..., 1990] и Л.Н. Овчинникова [1990], кларки отдельно выделенных кварцевых диоритов приняты как промежуточные между диоритами и гранодиоритами. Сумма РЗЭ дается по шкале Л.Н. Овчинникова [1990]. Нормирование при составлении табл. 2 по данным табл. 1 было проведено по дифференцированной шкале кларковых концентраций табл. 3.

диориты, SiO₂ ≈ 50—65 мас.%) комплексов должны применяться дифференцированные шкалы кларковых концентраций, к настоящему времени имеющиеся в справочной литературе и сведенные в табл. 3. Нормирование концентраций гранитофильных элементов (см. табл. 1) проведено по кларкам для соответствующих групп пород (диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов), а габбро (см. табл. 1, колонки 11—13) нормированы по кларкам габброидов (базитов). Результаты нормирования гранитоидов массивов шахтаминского комплекса и расчета ИНК приведены в верхней части табл. 2; в нижней ее части приводятся результаты нормирования по гранитным кларкам концентраций гранитофильных элементов в гранитах ГФ массивов кукульбейского комплекса Агинской зоны [Козлов, 2009].

Полученные данные совершенно однозначно фиксируют в разной степени повышенную гранитофильную редкометалльность всех интрузий шахтаминского комплекса Агинской зоны, как и кукульбейского, которая ниже кратко прокомментирована.

Очень высокое значение ИНК диоритов (+55.1 кларков) локального Куранжинского массива находит отражение в приуроченном к нему одноименном вольфрамитовом экзоконтактовом рудопоявлении. Иمالкинские гранодиориты (ИНК = +21.3) практически единственные в комплексе дифференцированные, с отчетливым Eu-минимумом (см. рис. 2), и в пределах массива находится одноименное касситерит-кварцевое рудопоявление. В Будуланском массиве (ИНК = +12.7) известно разведывавшееся молибденитовое рудопоявление. Диориты Тургинского массива (ИНК = +19.5 кларка) вдоль ЮЗ контакта интродуцированы амазонитовыми гранитами, ИНК для них составляет +23.2 кларка [Козлов, 2009].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наиболее важным результатом геохимического анализа массивов шахтаминского комплекса является установление их геохимической редкометалльной гранитофильной специализации. Поскольку редкометалльность шахтаминского комплекса проявляется отчетливо только на кларковом уровне, это означает ее магматогенное происхождение, не связанное с какими-либо наложенными, например, гидротермальными процессами. Таким образом, интрузии обоих сближенных в геологическом времени (J_2 — J_3) шахтаминского и кукульбейского комплексов являлись производными геохимически специализированных, обогащенных редкими гранитофильными элементами, магматических очагов. Поскольку специализация проявлена в массивах разного (от габброидов до лейкогранитов) состава, обогащение редкими гранитофильными элементами исходных магматических расплавов являлось их изначальной геохимической особенностью, независимой от процессов последующей магматической (кристаллизационной) дифференциации расплавов и формирования их петрохимически различающихся производных. По мнению автора, рассматриваемая особенность напрямую связана с особыми условиями образования постколлизийного (посторогенного) гранитоидного магматизма, телескопированные очаги расплавов которого формировались в зонах глубинных разломов под воздействием или при активном участии надкритических глубинных флюидов, обогащенных гранитофильными летучими и рудогенными элементами [Щеглов, Говоров, 1985; Козлов, 1985, 2000, 2005; Козлов, Ефремов, 1999], что в целом соответствует модели формирования редкометалльных гранитов Ф.А. Летникова [2006]. В частности, обогащенность летучими постоянно фиксируется повышенными содержаниями бора и фтора (см. табл. 2).

Необходимо отметить, что сходные значения ИНК в массивах шахтаминского и кукульбейского комплексов (см. рис. 1) означают не сходство суммы концентраций гранитофильных элементов, а сходный уровень избыточного концентрирования гранитофильных элементов в гранитоидах этих комплексов относительно кларкового уровня, который для диоритов и гранодиоритов шахтаминского комплекса значительно ниже, чем для гранитов кукульбейского. Как следует из элементных формул гранитоидов ГФ массивов шахтаминского комплекса, в части из них отчетливо проявляется Mo-W геохимическая специализация, свойственная в планетарном отношении изверженным породам основного и среднего составов [Козлов, 2007].

Генетические соотношения гранитоидов и гранитов-лейкогранитов ГФ массивов шахтаминского и кукульбейского комплексов соответственно в западной части Агинской зоны иллюстрируются диаграммой их редкоземельных спектров (см. рис. 3, а). Диаграмма показывает почти полное совпадение РЗЭ спектров гранитов ГФ массивов кукульбейского комплекса с узкой полосой спектров шахтаминского. Учитывая установленную сходную повышенную гранитофильную редкометалльность гранитоидов ГФ обоих комплексов, из диаграммы следует, что граниты-лейкограниты ГФ кукульбейского комплекса являются дифференциатами единых с шахтаминским комплексом магматических очагов, о чем непосредственно свидетельствуют отчетливые и идентичные Eu-минимумы гранитов ГФ всех рассматриваемых массивов кукульбейского комплекса.

В узкой полосе спектров гранитов ГФ кукульбейского комплекса находится и спектр с аналогичным Eu-минимумом Ималкинского гранодиоритового массива, примыкающего с востока к Дурулгуевскому массиву кукульбейского комплекса и относившегося на геологических картах к шахтаминскому комплексу (см. рис. 1). Идеальное совпадение РЗЭ спектра 10 ималкинских гранодиоритов со спектром 17к биотитовых гранитов ГФ Дурулгуевского массива иллюстрирует рис. 3, а, что без сомнения свидетельствует о принадлежности гранодиоритов и гранитов к производным единого магматического очага. И кроме того, совпадение спектров лишней раз подтверждает высокую степень представительности сборных проб, на основе которых рассматриваются редкоземельные спектры [Козлов, 2005, 2009]. Редкометалльность (ИНК) ималкинских гранодиоритов по гранодиоритовой шкале составляет +21.3 кларка (см. табл. 2), а по гранитной шкале +8.8 кларков. Таким образом, ималкинские гранодиориты представляют разновидность, переходную между гранодиоритами шахтаминского и гранитами кукульбейского комплексов, подтверждая их происхождение в западной части Агинской зоны как последовательных производных изначальной геохимически специализированных магматических очагов. По геохимической характеристике и наличию в РЗЭ спектре Eu-минимума их правильнее отнести к гранодиоритовой фации кукульбейского комплекса.

Общие закономерности РЗЭ спектров (см. рис. 3, а) отчасти нарушаются только спектром 12к РЗЭ гранитов ГФ Саханайского массива, выделяющегося резко повышенными концентрациями тяжелых лантаноидов (Gd-Lu). Граниты ГФ массива характеризуются (см. табл. 2) наиболее высокими среди гранитов ГФ кукульбейских интрузий концентрациями в них летучих фтора и особенно бора (+3.9 кларка). Как было показано [Козлов, 2009], следствием повышенных концентраций летучих в гранитных расплавах может быть перераспределение РЗЭ и концентрирование вместе с летучими тяжелых лантаноидов [Балашов, 1985]. Это наблюдается также в спектре РЗЭ Куранжинского массива шахтаминского комп-

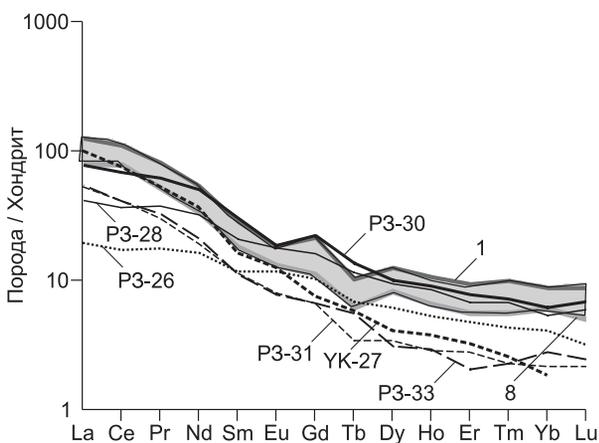
лекса (см. рис. 2, спектр 2), диориты которого выделяются максимальными концентрациями гранитофильных летучих (В, F) и редких элементов (ИНК = +55.1, см. табл. 2).

Рассмотренные особенности генезиса относятся к интрузиям шахтаминского и кукульбейского комплексов западной половины Даурской зоны. В восточной части зоны интрузии комплексов локализованы в более древних, палеозойских осадочных толщах, и частью в метаморфизованных протерозойских (R) песчано-сланцевых породах. Кукульбейский комплекс представлен здесь Кангинским, Белухинским и Олдондинским массивами с типичным для кукульбейских интрузий металлогеническим профилем. В частности, с Кангинской интрузивной системой на левобережье р. Онон связано касситерит-кварцевое рудопоявление Луковая Гора и Завитинское рудное поле редкометалльных пегматитов. В контактовой зоне Белухинского массива локализовано отработанное одноименное вольфрамит-кварцевое с сульфидами месторождение, в Олдондинском массиве — мелкие вольфрамит и касситерит-кварцевые месторождения [Барабанов, 1961, 1975].

Граниты ГФ массивов кукульбейского комплекса в этой части Агинской зоны (см. рис. 3, б) прямого отношения к магматическим очагам шахтаминского комплекса (включая Тургинский массив) не имеют и тем более дифференциатами их не являются. Практическое отсутствие на РЗЭ спектрах этих кукульбейских интрузий Eu-минимумов ясно показывает, что их гранитофильная редкометалльность с кристаллизационной дифференциацией не связана и являлась изначальным свойством их магматических очагов. Особенностью этих спектров является крутой правый наклон, отражающий резко пониженные концентрации всей группы тяжелых лантаноидов и аналогичный спектрам пород, представляющих продукты селективного (частичного) плавления в глубинных условиях [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В качестве примера на рис. 3, б перенесен редкоземельный спектр архейского риодацита UK-27 из работы [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Как отмечают авторы монографии, в данной породе «низкое содержание тяжелых р.з.э. не может быть результатом фракционной кристаллизации базальтов, а указывает на особое происхождение — путем частичного плавления базальтовых пород на мантийных глубинах, где гранат является стабильной остаточной фазой» [Тейлор, Мак-Леннан, 1988, с. 187]. Следует напомнить, что гранат является главным концентратором тяжелых лантаноидов [Солодов и др., 1987].

Вероятные условия формирования обедненных тяжелыми лантаноидами гранитных расплавов кукульбейского комплекса в восточной части Агинской зоны могут быть рассмотрены на примере одного из массивов габбро (Хадактинского) уронайской группы шахтаминского комплекса (см. рис. 1). Массив изометричной формы около 300 м в поперечнике локализован в метаморфизованных сланцевых породах R и сложен разновидностями габбро (см. табл. 1, пробы РЗ-26, РЗ-28, РЗ-30). Эндоконтактовая разновидность (РЗ-26) петрохимически является промежуточной между габбро и ультрабазитами (см. табл. 1). Судя по петрохимии, массив сформирован из расплавов глубинных, ультрабазит-базальтоидных пород земной коры. В северо-западной экзоконтактовой зоне массива на значительной площади развиты дайки фельзитовых биотитсодержащих порфиров, обычно гидротермально измененных, из которых в таблицу включены малоизмененные (см. табл. 1, пробы РЗ-31, РЗ-33).

Редкоземельные спектры перечисленных пород приводятся на рис. 4. С полосой спектров шахтаминского комплекса практически совпадает спектр крупнозернистого пегматоидного габбро (РЗ-30), очевидно, представляющего камерный дифференциат интрузии. Существенно пониженные концентрации лантаноидов в эндоконтактовом габбро и менее — в жильном габбро по отношению к кларковому уровню ($KK_1 = 0.44$ и 0.86 , см. табл. 1) и гранитоидам шахтаминского комплекса проще всего объяснить повышенной основностью габбро, согласно данным Л.Н. Овчинникова [1990] и В.И. Коваленко с соавторами [2007], среди изверженных пород самыми низкими концентрациями лантаноидов характеризуются ультрабазиты. Контрастными к лантаноидам являются аномально и неравномерно повышенные в



габбро Хадактинского массива концентрации большей части редких гранитофильных элементов — особенно Cs и типоморфного для основных пород W наряду с другими — Li, Be, B, F, U, Th, что отражается в высоких значениях ИНК (+17...+45 кларков, см. табл. 2). Редкоземельные спектры фельзитов

Рис. 4. Соотношение спектров РЗЭ гранитоидов ГФ массивов шахтаминского комплекса (серая полоса) со спектрами разновидностей габброидов и жильных пород гранитного состава Уронайской интрузивной системы шахтаминского комплекса.

вых порфиров экзоконтактной зоны массива (P3-31 и P3-33) практически идентичны спектрам гранитов ГФ Кангинского, Белухинского и Олдондинского массивов кукульбейского комплекса восточной части Агинской зоны (см. рис. 4) и одновременно спектру риодацитов УК-27, представляющего пример селективных выплавов глубинных пород [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. По существу РЗЭ спектры перечисленных объектов локализируются на диаграммах в узкой полосе, характеризующейся пониженными концентрациями лантаноидов, особенно тяжелых, и отсутствием Eu-минимума, фиксирующего несвязанное с кристаллизационной дифференциацией происхождение гранитных расплавов рассматриваемой группы интрузий. При идентичности редкоземельных спектров даек фельзитовых порфиров со спектрами гранитов ГФ массивов кукульбейского комплекса дайки контрастируют с последними резко пониженными концентрациями всех гранитофильных элементов, их ИНК составляет 2,4 и 0 кларков (см. табл. 1, 2). Эта особенность, по аналогии с риодацитами УК-27, позволяет связывать происхождение их расплавов с селективным плавлением вмещающих пород под тепловым воздействием локальной Хадактинской интрузии габбро, при котором концентрирующие лантаноиды темноцветные и аксессуарные минералы вмещающих пород оставались в рестите, а расплавы даек подверглись ускоренной кристаллизации (фельзиты) вследствие ограниченного объема габброидной интрузии, инициировавшей селективное плавление пород кровли и формирование пород дайковой серии гранитного состава. Последние можно рассматривать как начальный этап образования магматического гранитного очага кукульбейского комплекса, который в связи с Уронайской интрузией шахтаминского комплекса не был реализован.

Гранитофильные редкие элементы относятся к «несовместимым» [Коваленко и др., 2007], чем подчеркивается их ограниченный изоморфизм в минеральных решетках породообразующих элементов. Благодаря этому наблюдается лишь очень умеренное возрастание кларковых концентраций гранитофильных редких элементов в ряду пород от ультрабазитов с минимальными кларками [Овчинников, 1990] к габброидам—диоритам—гранодиоритам и гранитам, в которых как конечных дифференциатах магматических очагов концентрации гранитофильных элементов максимальны (см. табл. 3). В геохимических типах редкометалльных гранитов [Таусон, 1977; Коваленко, 1977] концентрирование гранитофильных элементов достигает сумм 100—120 кларков, избыточных по отношению к кларковому уровню в гранитах. Такие разновидности редкометалльных гранитов, экстремально обогащенные летучими бором и фтором, сопровождаются пневматолитоидротермальной (Li, Be, Ta, Sn, W) минерализацией разной интенсивности [Козлов, 1985]. Как показано выше, габбро-диорит-гранодиоритовые магматические очаги шахтаминского комплекса были также изначально обогащены гранитофильными летучими и редкими элементами. Но благодаря свойству «несовместимости» этих элементов, обогащенность ими разновидностей пород комплекса повышенной основности была значительно ниже по сравнению с гранитами и лейкогранитами кукульбейского комплекса.

Изложенные по гранитоидам шахтаминского комплекса подробные геохимические данные подтверждают вывод [Kozlov, 2004] об отсутствии прямой генетической связи между петрохимическим составом гранитоидных интрузий и их редкометалльной специализацией и рудоносностью. В частности, это иллюстрируется петрохимией массивов шахтаминского комплекса (см. табл. 1). Исходя из петрохимических данных таблицы, невозможны какие-либо заключения о генетических соотношениях интрузий шахтаминского и кукульбейского комплексов, кроме подтверждения резких петрохимических различий между ними — первые представлены массивами пестрого, габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритового состава, вторые — биотитовыми лейкогранитами. Невозможно было бы объяснить развитие с отдельными массивами шахтаминского комплекса рудной Sn-W минерализации, кроме общего вывода о вероятной парагенетической связи. Причина становится очевидной, если учитывать уровни обогащения гранитоидов гранитофильными элементами: Куранжинский массив (ИНК = +55.1) — вольфрамовое оруденение, Ималкинский (ИНК = +21.3) — касситерит-кварцевое оруденение (см. рис. 1, табл. 2).

ВЫВОДЫ

1. Впервые установлена изначальная обогащенность гранитоидных массивов шахтаминского комплекса гранитофильными, включая рудогенные, редкими элементами и тем самым показано *генетическое единство* интрузий шахтаминского (J_2 — J_3) и рудоносного кукульбейского (J_3) комплексов Агинской тектонической зоны Забайкалья, представленных геохимически специализированными, обогащенными гранитофильными редкими элементами разновидностями гранитоидов от габбро-диоритов до лейкогранитов.

2. На основе анализа нормированных редкоземельных спектров установлена магматическая *гетерогенность* интрузий шахтаминского и кукульбейского комплексов. Показано, что граниты-лейкограниты ГФ интрузий кукульбейского комплекса западной половины Агинской зоны являются дифференциатами единых с шахтаминским комплексом коровых магматических гранитоидных очагов, изначально обогащенных гранитофильными редкими элементами.

Интрузии кукульбейского комплекса восточной окраины Агинской зоны непосредственно с магматическими очагами шахтаминского комплекса не связаны и являются продуктами селективного плавления коровых метаморфизованных пород, также обогащенных гранитофильными редкими элементами, но обедненных тяжелыми лантаноидами (Sm-Lu).

3. Установление однотипной редкометалльной гранитофильной специализации интрузий мезозойских комплексов Забайкалья габбро-диорит-гранодиоритового и лейкогранитного составов является главным аргументом в обосновании концепции формирования связанных с зонами глубинных разломов позднепостколлизийных магматических очагов, *изначально обогащенных летучими и некогерентными редкими элементами.*

4. Подтвержден вывод об отсутствии прямых генетических связей между петрохимией гранитоидов и их геохимической специализацией и рудоносностью.

Работа выполнена при поддержке ФАНИ (проект НШ-3047.2008.5 и ГК № 02.740.11.0324).

ЛИТЕРАТУРА

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М., Наука, 1985, 221 с.

Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. 1. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1961, 360 с.

Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Т. 2. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1975, 360 с.

Геологическая карта Читинской области. М-б 1:500 000 / Под ред. И.Г. Рутштейна, Н.Н. Чабана. Чита, ГГУП «Читагеолсъемка», 1997, 23 л.

Геологическое строение Читинской области: Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:500 000 / Под ред. И.Г. Рутштейна, Н.Н. Чабана. Чита, ГГУП «Читагеолсъемка», 1997, 239 с.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977, 204 с.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 401—429.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние содержания несовместимых и летучих компонентов в деплетированной мантии и мантийных источниках океанических и континентальных внутриплитных магм // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Материалы конференции. Т. 1. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2007, с. 33—36.

Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М., Наука, 1985, 304 с.

Козлов В.Д. Отражение особенностей геохимической эволюции варисского гранитоидного магматизма в металлогении Богемского массива // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 5, с. 459—475.

Козлов В.Д. Геолого-геохимическая очаговая структура и металлогения гранитных рудно-магматических систем Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 486—503.

Козлов В.Д. Введение в геохимию. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 2007, 220 с.

Козлов В.Д. Редкоземельные элементы как индикаторы источников рудного вещества, степени дифференциации и рудоносности интрузий редкометалльных гранитов (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 38—53.

Козлов В.Д., Сवादковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1977, 251 с.

Козлов В.Д., Ефремов С.В. Калиевые щелочные базальтоиды и вопросы геохимической специализации сопряженных с ними редкометалльных гранитов // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (7), с. 989—1002.

Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2003, № 4, с. 408—424.

Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Геохимические и изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловка и Этыка (Восточное Забайкалье) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М., GEOS, 2000, с. 185—188.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1296—1307.

Месторождения Забайкалья / Ред. С.П. Лаверов. М., Геоинформмарк, 1995, т. 1, кн. 1, 192 с.; кн. 2, 244 с.

Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М., Недра, 1990, 248 с.

Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. М., Недра, 1987, 438 с.

Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2006, 291 с.

Справочник по геохимии / Под ред. Г.В. Войткевича, А.В. Кокина, А.Е. Мирошникова, В.Г. Прохорова. М., Недра, 1990, 480 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 279 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.

Шеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М., Наука, 1985, 324 с.

Kozlov V.D. Granitoids and mineralization — geochemical criteria of ore-bearing potential // Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 224—227.

*Рекомендована к печати 5 февраля 2010 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
17 ноября 2009 г.*