

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЧАГОВАЯ СТРУКТУРА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГРАНИТНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В.Д. Козлов

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

Показано, что уровень концентрации некогерентных редких элементов в гранитах рудоносного кукульбейского позднемезозойского комплекса Агинской структурно-формационной зоны Восточного Забайкалья коррелируется с купольной морфологией кровли гранитных интрузивных систем комплекса. Массивы биотитовых гранитов главной интрузивной фазы (ГФ) локализованы в центральных частях сформированных ими во вмещающих песчано-сланцевых породах купольных поднятий, а тела поздних, непосредственно рудоносных лейкогранитных, обычно мусковитовых дифференциатов — на фланговых участках осевых, наиболее поднятых зон купольных структур. Петрохимически изученные граниты характеризуются высокой глиноземистостью и повышенной калиевокостью. Показана изначальная обогащенность гранитов ГФ гранитофильными, включая рудогенные Sn, W, Be, Ta и летучие, редкими элементами и доказан глубинный источник этого обогащения. Установлен неравномерный, очаговый характер обогащения редкими элементами отдельных гранитных тел, из которых наиболее обогащенные локализованы в осевых зонах купольных поднятий, а в гранитных телах периферийных, менее поднятых частей купольных структур концентрации редких элементов могут снижаться вплоть до кларкового уровня. Редкометалльное оруденение разной интенсивности непосредственно связано с телами лейкогранитов, резко обедненных стронцием и барием; продуктивность оруденения прямо коррелируется с уровнем накопления в лейкогранитах редких элементов.

Вероятной причиной обогащения редкими, включая летучие F и B, элементами гранитов интрузивных систем кукульбейского комплекса, отчетливо связанных с зонами глубинных разломов, является глубинный флюидный привнос этих элементов, при участии и воздействии которого формировались обогащенные редкими элементами коровые гранитные магматические очаги редкометалльных рудоносных интрузий. Их дифференциационное развитие в условиях продолжавшегося флюидного привноса завершилось формированием обогащенных редкими, рудогенными и летучими элементами лейкогранитных дифференциатов, являвшихся главным источником рудоносных флюидов и гидротерм постмагматической стадии.

Рудоносные интрузивные гранитные системы, купольные поднятия, гранитофильные элементы, редкометалльное оруденение.

GEOLOGO-GEOCHEMICAL CENTRAL STRUCTURE AND METALLOGENY OF GRANITE ORE-MAGMATIC SYSTEMS IN EASTERN TRANSBAIKALIA

V.D. Kozlov

Granites of the Late Mesozoic Kukul'bei ore-bearing complex in the Aginskoe structure-formational zone of eastern Transbaikalia are studied. It is shown that the concentrations of incompatible trace elements in them are correlated with the domal morphology of the roof of granite intrusive systems of the Kukul'bei complex. Massifs of biotite granites of the major intrusive phase (MIP) are localized in the centers of domes formed in enclosing sand-shaly rocks, and younger ore-bearing leucogranite (usually muscovite) differentiates occur on the flanks of the axial, most uplifted, zones of the domes. The studied granites are highly aluminous and potassic. The MIP granites are enriched in granitophile trace elements, including Sn, W, Be, Ta, and volatiles, which are of plutonic genesis. The enrichment is shown to be of local character: The most enriched granite bodies occur in the axial zones of domes, whereas granites with lower concentrations of trace elements (as low as their clarkes), in the peripheral, least uplifted, zones of the domes. Rare-metal mineralization is localized in leucogranites drastically depleted in Sr and Ba; its productivity is directly correlated with the concentrations of trace elements in the leucogranites.

The granites of intrusive systems of the Kukul'bei complex, localized in deep-fault zones, might be enriched in trace elements (including volatiles F and B) as a result of their supply with mantle fluids. This process led to the formation of crustal granite magma chambers of ore-bearing rare-metal intrusions. Their subsequent evolution during the fluid supply resulted in leucogranite differentiates enriched in trace, ore-forming, and volatile elements, which were the major source of ore-bearing fluids and hydrotherms at the postmagmatic stage.

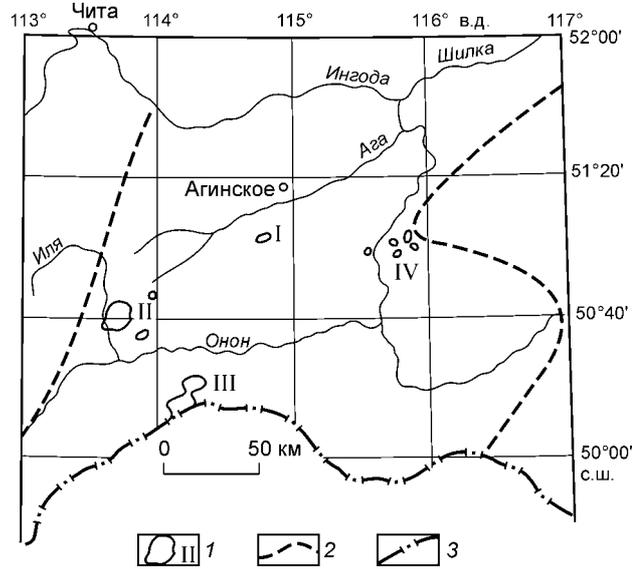
Ore-bearing intrusive granite systems, domes, granitophile elements, rare-metal mineralization

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена геолого-геохимическим и металлогеническим закономерностям строения и развития рудоносных гранитных интрузий кукульбейского среднепозднеюрского интрузивного комплекса, определившим формирование сопровождающего их редкометалльного (Sn, W, Ta, Be), промышленного и непромышленного оруденения в Агинской структурно-формационной зоне Восточного Забайкалья. Наиболее известной и продуктивной рудно-магматической системой [1] Агинской зоны является эталонная Хангилайская со Спокойнинским вольфрамовым и Орловским танталовым место-

Рис. 1. Локализация рудно-магматических гранитных систем Агинской структурно-формационной зоны Восточного Забайкалья.

1 — рудно-магматическая система и ее номер: I — Хангилайская, II — Саханайская, III — Дурулгуевская, IV — Кулиндинская; 2 — границы Агинской зоны; 3 — государственная граница России с Монголией.



рождениями, с которой проведено сопоставление Саханайской, Дурулгуевской и Кулиндинской рудоносных гранитных систем Агинской зоны (рис. 1).

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ХАНГИЛАЙСКОЙ ИНТРУЗИВНОЙ СИСТЕМЫ

Детали геологического строения Хангилайской интрузии впервые были рассмотрены В.В. Потапьевым [2], петрология и геохимия гранитов подробно охарактеризованы в работе С.М. Бескина с соавторами [3]. В настоящей работе геологические и петролого-геохимические сведения по гранитам системы дополнены новыми данными по биотитовым

Таблица 1. Минеральный состав разновидностей гранитов рудно-магматических систем Агинской зоны

Разновидность гранитов	Кол-во образцов	Объемные %							Номер колонки анализов в табл. 2, 4
		Плагиоклаз	КПШ	Кварц	Биотит	Мусковит	Акцессорные	Рудный	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Хангилайская, I									
<i>Хангилайский, 1</i>									
Биотитовые с муск., с.-з.	6	36,6	24,6	32,4	4,5	1,9	—	<0,1	3-2
Мусковитовые, с.-з.	1	29,0	22,3	42,8	0,3	5,6	—	0,1	5-2
<i>Спокойнинский, 2</i>									
Мусковитовые грейзенизир., м.-з.	2	19,0	11,7	54,7	—	14,2	0,3 (фл)	0,1	7-2
Грейзен. мусковитов., м.-з. — к.-з.	2	11,8 (альб)	5,2	56,5	—	26,3	0,1—0,2 (фл)	—	—
<i>Орловский, 3</i>									
Лепидолит-амазонит-альби- битовые [6]	—	40—45 (альб)	15—20 (амаз)	25—30	—	5—7 (леп)	1—2 (топ)	—	12-2
<i>Убжигойская гр., 4</i>									
Биотитовые	1	32,9	26,6	35,7	4,8	—	—	—	1-2
Саханайская, II									
<i>Саханайский, 1</i>									
Биотитовые с мусков., к.-з.	5	27,1	24,0	41,6	5,8	1,1	—	0,3	1-4
Двуслюдяные, с.-з.	3	27,8	28,2	35,3	4,7	4,0	—	0,1	2-4
<i>Зун-Ундурский, 2</i>									
Двуслюдяные, с.-з.	4	28,5	12,7	45,8	4,0	8,6	0,1 (ту), 0,2 (фл)	—	3-4
Мусковитовые, к.-з.	3	28,4	10,4	49,6	0,2	11,0	0,2 (ту), 0,1 (фл)	—	5-4
Дурулгуевская, III									
Биотитовые с мусков., к.-з.	3	42,0	12,8	38,4	5,8	0,9	—	—	6-4
Двуслюдяные, к.-з.	4	33,0	16,2	43,1	2,8	4,7	0,1 (фл)	—	7-4
Мусковитовые, к.-з.	4	36,8	20,1	32,5	0,2	10,0	0,3 (фл)	—	8-4
Мусковитовые, пегматитоносные, м.-з. — с.-з.	2	36,4	14,7	37,2	0,1	11,2	0,4 (гр)	—	10-4
Кулиндинская, IV									
<i>Массив 1</i>									
Монцодиориты, м.-з.	3	49,7	9,4	21,4	17,8	0,2	0,9 (сф) 0,5 (ап)	—	11-4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
			<i>Массив 3б</i>							+
Биотитовые, м.-з., внешние	2	39,6	25,2	28,0	6,5	0,5	—	0,2	13-4	
			<i>Массив 3а</i>							
Биотитовые, м.-з. внутреннего ядра	2	43,3	22,3	24,2	9,4	0,4	0,2 (сф)	0,2	14-4	
			<i>Массив 4</i>							
Двуслюдяные, м.-з. — с.-з.	2	35,0	25,4	31,1	3,9	4,4	0,2 (фл)	—	15-4	
			<i>Массив 5</i>							
Двуслюдяные	1	37,9	13,0	37,5	3,5	7,0	0,8 (ту), 0,3 (фл)	—	16-4	
			<i>Массив 6</i>							
Мусковитовые	3	43,0 (альб)	17,3	32,0		7,5	0,2 (гр)	—	17-4	
			<i>Массив 7</i>							
Мусковитовые, к.-з.	4	37,1 (альб)	12,8	39,4	—	10,5	0,2 (гр)	—	18-4	

Примечание. альб — альбит, КПШ — калиевый полевош шпат, амз — амазонит, ап — апатит, сф — сфен, леп — лепидолит, фл — флюорит, ту — турмалин, гр — гранат, топ — топаз; м.-з., с.-з., к.-з. — мелко-, средне- и крупнозернистые.

Таблица 2. Геохимическая характеристика разновидностей гранитов Хангилайской интрузивной системы

Компо- нент	Периферия системы		Центральная область системы (гравитационной отрицательной аномалии)									
	Убжигойские сателлиты		Хангилайский массив				Купол Спокойнинский			Купол Орловский		
	Граниты биоти- товые	Гранит- порфиры (дайки)	Граниты биотитовые с мусковитом, ГФ Профили:		Граниты мусковитовые					Граниты		
			широтн.	мерид.	дайки	грейзе- низир.	интен- сивно- грейзени- зир.	двуслю- дяные	мусковито- вые микро- клин-альби- товые	микроклин-аль- битовые, амазонитовые, литий-фтористые		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9*	10*	11*	12**
SiO ₂ , %	72,62	74,34	73,97	74,05	75,97	75,52	76,09	81,2	72,87	72,27	71,95	71,39
TiO ₂	0,26	0,66	0,21	0,23	0,06	<0,01	0,05	0,03	0,136	0,035	0,012	0,01
Al ₂ O ₃	14,31	14,68	14,15	14,04	14,72	14,69	14,10	11,88	14,38	14,84	15,81	16,31
Fe ₂ O ₃	0,66	0,35	0,68	0,80	0,42	0,45	0,17	0,53	0,67	0,46	0,56	0,48
FeO	1,6	0,30	0,77	0,68	0,25	0,21	0,46	0,27	1,15	1,02	0,83	0,65
MnO	0,4	0,04	0,02	0,02	0,01	0,10	0,12	0,15	0,034	0,067	0,171	0,25
MgO	0,5	0,12	0,33	0,32	0,12	0,05	0,20	0,09	0,43	0,31	0,14	0,2
CaO	1,7	0,72	0,53	0,54	0,18	0,23	0,28	0,26	0,83	0,67	0,45	0,42
Na ₂ O	3,2	4,16	3,65	3,57	3,70	4,68	3,62	0,34	3,52	4,19	5,31	5,24
K ₂ O	4,5	3,66	4,72	4,73	4,28	2,92	3,38	3,58	4,82	4,80	3,63	3,88
P ₂ O ₅	0,6	0,02	0,03	0,06	0,01	0,02	0,08	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02
П.п.п.	0,75	1,47	0,87	0,80	0,86	0,71	1,32	1,45	1,11	0,85	1,00	0,29
Σ	99,35	99,92	99,93	99,84	100,58	99,59	99,87	99,73	99,99	99,54	99,87	99,14
N	3	3	11	9	2	6	2	4	22	25	18	1
F, г/т	530	300	900	860	800	840	1800	2850	3000	4400	5000	6900
B	20	240	26	Н.д.	38	56	31	320	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Li	18	15	125	127	90	45	120	120	300	470	650	—
Rb	120	120	334	327	380	460	470	470	400	1100	1230	1000
Cs	5	5	16	16	20	18	70	37,5	25	30	38	18
Be	3,7	2,0	7,4	6	4,4	39	27	43	10	50	15	Н.д.
Sr	330	125	145	130	40	60	100	60	Н.д.	34	43	20
Ba	550	430	320	320	100	70	100	30	—	47	62	32

	1	2	3	4	5	6	7	8	9*	10*	11*	12**
Sn	3,2	2,4	10	9,1	12,5	45	54	65	5	20	до 120	Н.д.
W	~0,1	Н.д.	4,8	Н.д.	~9	>60	>80	>80	2	17	20	—
Mo	1,1	0,3	0,7	1,1	0,5	1,9	0,6	0,4	Н.д.	Н.д.	Н.д.	—
Pb	39	48	52	42	50	15	37	24	65	37	38	—
Nb	14	16	20	21,5	28,1	81	84	80	28	50	65	81
Ta	1,1	Н.д.	3,1	3,5	7,7	10	Н.д.	18	14	30	80	55
Th	14,3	5,7	37,5	37,0	18	5,9	»	7,2	Н.д.	Н.д.	Н.д.	14
U	3,8	2,6	8,0	9,0	10,5	1,8	»	2,6	—	—	—	2
Zr	125	66	186	176	113	20	25	15	118	118	15	15
Hf	3,1	0,8	2,2	2,2	3,0	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	5
Sc	6,1	3,7	4,2	3,5	3,0	<3	<3	<3	—	—	—	Н.д.
V	28	6,1	14	11	4,6	3,5	<4	<4	—	—	—	—
Cr	18	5,8	9,1	7,6	4,2	4,8	5,9	7,7	—	—	—	4
Co	6,9	<1	2,1	2,0	<2	1,0	<2	<2	—	—	—	Н.д.
Ni	14	3,8	<3	3,7	<3	2,2	<3	<3	—	—	—	—
Cu	28,9	6,4	18	13	22	15	14	14	—	—	—	—
Zn	37	40	58	53	24	~20	42	~70	80	78	90	—
Ga	19,4	19,4	25,5	24,2	29,9	40	Н.д.	35,5	Н.д.	Н.д.	Н.д.	—
Y	11,0	11,2	21,5	19,6	17,4	4,2	9,0	5,2	»	»	»	2
La	18,0	3,5	32,8	34,9	12,9	35,9	10	3,9	—	—	—	5,9
Ce	37,5	3,0	66,2	71,6	27,3	65,3	~20	4,2	—	—	—	17
Pr	4,3	1,0	7,5	8,3	3,8	8,4	Н.д.	1,0	—	—	—	Н.д.
Nd	14,7	4,3	25,2	27,8	13,8	30	9	3,8	—	—	—	6,9
Sm	3,0	1,6	5,1	5,6	3,8	5,2	Н.д.	1,4	—	—	—	2
Eu	0,66	0,5	0,5	0,5	0,15	1,48	—	0,07	—	—	—	0,07
Gd	2,4	1,9	3,9	4,2	2,9	4,2	—	1,2	—	—	—	1,4
Tb	0,35	0,32	0,7	0,7	0,6	0,6	—	0,22	—	—	—	Н.д.
Dy	1,9	1,9	3,5	3,45	3,1	3,05	—	1,0	—	—	—	—
Ho	0,37	0,37	0,6	0,6	0,6	0,6	—	0,14	—	—	—	—
Er	1,0	0,9	1,85	1,8	1,8	1,6	—	0,33	—	—	—	—
Tm	0,19	0,18	0,3	0,3	0,3	0,25	—	0,07	—	—	—	—
Yb	1,0	1,0	1,7	1,7	1,9	1,40	~0,7	0,5	—	—	—	0,75
Lu	0,18	0,14	0,25	0,23	0,27	0,21	Н.д.	0,07	—	—	—	0,3
<i>n</i>	3	4	11	9	2	6	2	4	—	—	—	1
Eu/Eu*	0,75	0,88	0,34	0,31	0,14	0,97	Н.д.	0,16	—	—	—	0,13
TR/TR _{КЛ}	0,41	0,1	0,73	0,78	0,35	0,76	—	0,09	—	—	—	Н.д.
Ln _{Сс} /КЛ	0,42	0,07	0,80	0,84	0,34	0,83	—	0,08	—	—	—	—
Ln _у /КЛ	0,29	0,23	0,49	0,51	0,40	0,49	—	0,13	—	—	—	—
Ln _{Сс} /Ln _у	6,4	1,35	7,2	7,2	3,7	2,0	—	2,6	—	—	—	—

Примечание. Аналитические данные получены в аналитических подразделениях Института геохимии им. А.П. Виноградова 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 Sr, Ba, Zr, Nb — количественными методами рентгеноспектрального анализа, содержания В, F, Be, Sn, W, Mo, Pb, Zn, Sc, V, Ni, Co — количественными методами эмиссионного спектрального анализа, содержания Y, редких земель (14 элементов), а также Hf, Th, U определены растворным методом на аналитическом комплексе ICP. Виды анализа и их исполнители — аналитики: Sr, Ba, Nb, Zr — Т.С. Айсуева; F, Be — О.М. Чернышова; В, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb — Н.Л. Чумакова; Sc, Cr, V, Co, Ni — С.С. Воробьева; редкие земли, Y, Nb, Hf, Th, U — аналитический комплекс ICP-MS, аналитики-методисты Е.В. Смирнова, Г.П. Сандиминова.

П.п.п. — потери при прокаливании; Σ — сумма; N — число проб силикатного анализа; n — число проб на редкие элементы; Н.д. — нет данных; Прочерк — не обнаружено; TR — сумма редких земель; TR_{КЛ} — кларковые суммы редких земель; Ln_{Сс} — сумма La, Ce, Pr, Nd; Ln_у — сумма в интервале Sm—Lu, по [10]; ГФ — главная интрузивная фаза.

* По [3]; ** по [11].

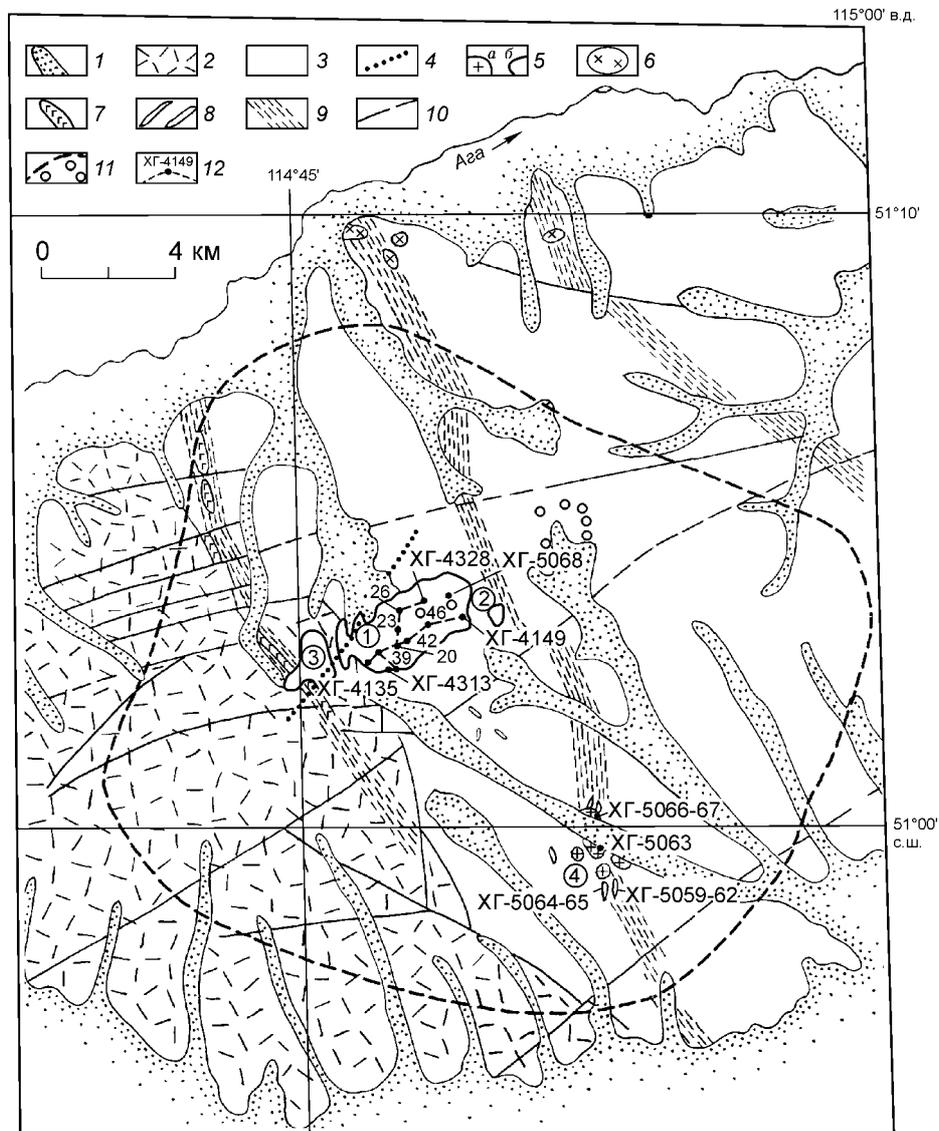


Рис. 2. Обзорная геологическая схема Хангилайской интрузивной системы (I), составлена автором по [3, 4], с упрощениями.

1 — аллювиальные отложения долин; 2 — метаморфизованные песчано-сланцевые и эффузивные породы, PR_3 ; 3 — песчано-сланцевые породы, T_3 ; 4 — дайки оливиновых диабазов (KZ?); 5 — граниты кукульбейского комплекса (J_2-J_3): а — биотитовые граниты периферии системы (убжигойская группа), б — биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, амазонитовые редкометалльные и ультраредкометалльные лейкограниты центральной части интрузивной системы; б — габброиды и диориты шахтаминского комплекса (J_2-J_3); 7 — дайки лампрофиров (MZ); 8 — дайки гранит-порфиров периферии интрузивной системы; 9 — зоны трещиноватости; 10 — тектонические нарушения; 11 — контур кровли скрытого гранитного плутона и точки оловянно-вольфрамовых рудопоявлений; 12 — профили и точки геохимического опробования гранитов с номерами проб. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Хангилайский массив, 2 — Спокойнинский купол, 3 — Орловский купол, 4 — убжигойская группа сателлитов.

гранитам и гранит-порфирам кукульбейского комплекса, развитым [4] в юго-восточной части единого контура скрытой кровли Хангилайской интрузии на глубине 1—1,5 км [3, 5], а также впервые полученными данными о распределении в гранитах системы редкоземельных элементов.

Геологическая схема Хангилайской системы, составленная на основе „Геологической карты СССР“ [4] и с учетом данных работы [3], приводится на рис. 2. Из схемы видно, что современная геоморфология района, отражаемая направлениями и положением истоков речных долин, является унаследованной и фиксирует овальный купол, сформированный в надкровлевой зоне гранитного плутона в метаморфизованных (PR_3) и неметаморфизованных (T_3) песчано-сланцевых породах, подземный контур которого нанесен по [3, рис. 1]. Из положения верховий речных долин видно, что выходы гранитов Хангилайской интрузии приурочены к гребневой зоне купола ВСВ простирания. На юго-востоке, в пределах скрытого

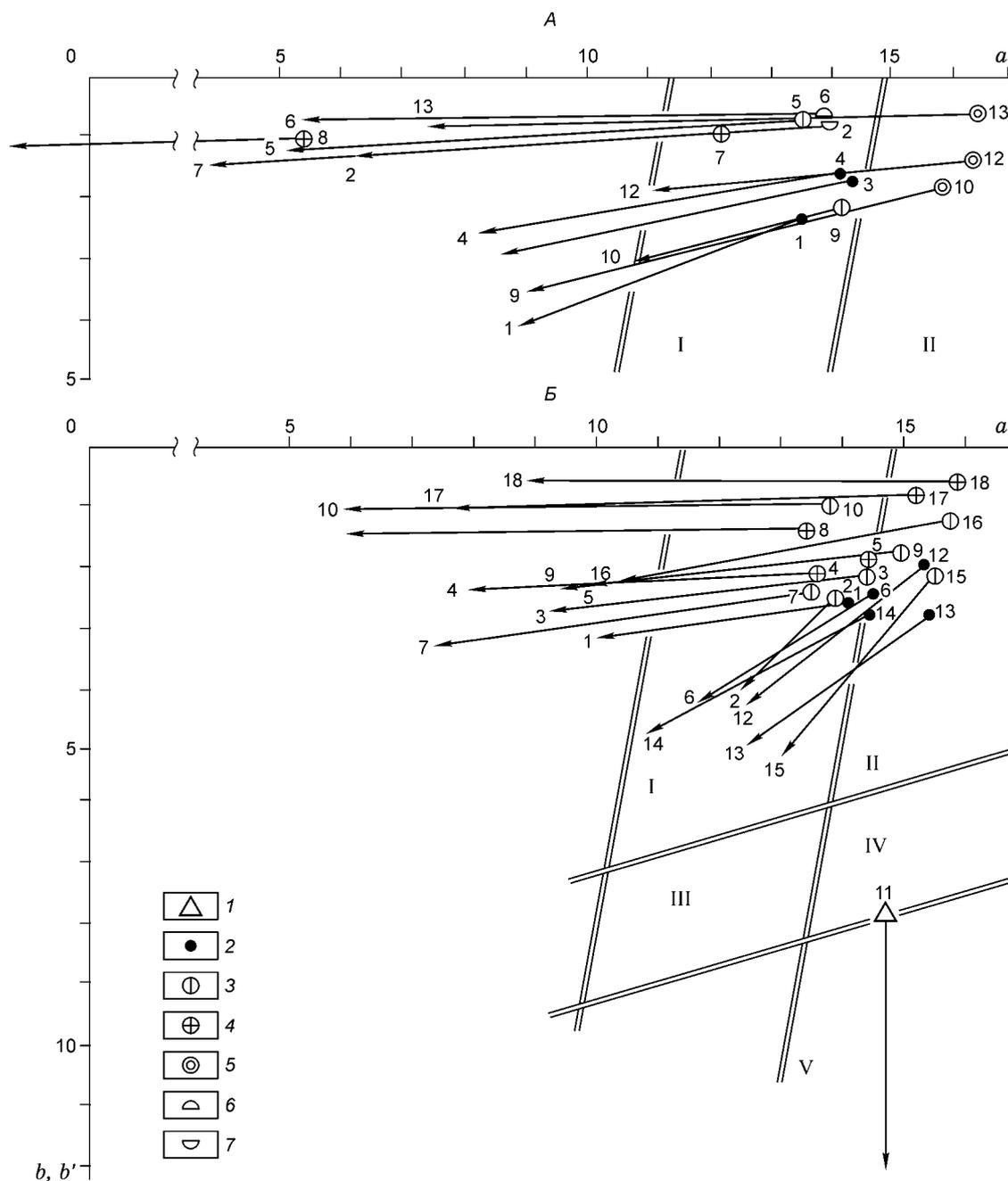


Рис. 3. Петрохимические диаграммы А.Н. Заварицкого (правая часть) гранитов рудно-магматических систем Агинской зоны Забайкалья; параметр b' , по [12] для пресыщенных глиноземом гранитов, $b' = b \cdot a' / 100$, где b и a' , определены по методу А.Н. Заварицкого.

Поля диаграммы, по [13]: I — граниты, II — щелочные граниты, III — гранодиориты, IV — граносиениты, V — щелочноземельные сиениты.

А — Хангилайская система (номера точек соответствуют номерам колонок анализов в табл. 2); точка 13 — амазонитовый гранит Этыкинского штока [14]. *Б* — Саханайская, Дурулгуевская и Кулиндинская системы (номера точек соответствуют номерам колонок анализов в табл. 4).

I — монодиориты (Кулиндинская система), 2 — граниты биотитовые главной фазы, 3 — граниты двуслюдяные, 4 — граниты мусковитовые, включая грейзенизированные, 5 — граниты альбит-микроклиновые амазонитовые Li-F; дайки (Хангилайская система): 6 — гранит-порфиры, 7 — граниты мусковитовые мелкозернистые.

контура системы, расположена упомянутая выше группа сателлитов (№ 4), названная убжигойской по одноименной долине, представленная мелкими выходами биотитовых гранитов и дайками мусковитизированных гранит-порфиров, ранее практически не изученных.

Согласно схеме А.М. Гребенникова [5, рис. 3], Хангилайский массив (см. рис. 2, № 1) сложен в основном биотитовыми среднезернистыми гранитами главной интрузивной фазы (ГФ), содержащими около 2 % мусковита (табл. 1). Вдоль южного контакта массива развита узкая зона двуслюдяных гранитов, слагающих также восточную, окраинную часть массива, где двуслюдяные граниты сменяются мусковитовыми, развитыми в зоне восточного контакта массива.

Восточный (Спокойнинский, 2) купол системы [2, рис. 27], в котором локализовано Спокойнинское вольфрамовое месторождение [7, 8], сложен грейзенизированными мелкозернистыми мусковитовыми (~14 %, см. табл. 1) и интенсивно грейзенизированными мусковитовыми (~26 %) гранитами с эндоконтактовым кварцевым ядром. Во вмещающих купол контактово-метаморфизованных песчано-сланцевых породах развиты экзоконтактовые дайки мелкозернистых мусковитовых (с турмалином) гранитов.

Строение западного Орловского купола системы (см. рис. 2, № 3), в котором локализовано Орловское танталовое месторождение, приведено в работах [3, 5].

Согласно последним публикациям [9], изохронный Rb-Sr возраст биотитовых гранитов ГФ Хангилайского массива (см. рис. 2, № 1) составляет 143 ± 5 — $142 \pm 0,6$ млн лет, микроклин-альбитовых Li-F амазонитовых гранитов Орловского (№ 3) купола — $142,9 \pm 1,8$ млн лет, мусковитовых гранитов Спокойнинского (№ 2) купола — $141,0 \pm 11$ млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,706$ — $0,708$.

Петрохимическая и расширенная редкоэлементная характеристики гранитов Хангилайской системы, по данным аналитических лабораторий Института геохимии СО РАН, приведены в табл. 2. В целом наблюдается хорошее соответствие данных таблицы со сводкой работы [3, табл. 1 и 2], хотя для ряда редких элементов в сводке приводятся заметно более высокие их концентрации.

Биотитовые граниты ГФ в табл. 2 охарактеризованы по результатам опробования Хангилайского массива по двум профилям — субширотному (11 проб, ХГ-4135... 4149) и меридиональному (9 проб, ХГ...4313...4326...4328), показанным на рис. 2. Кроме того, на рис. 2 показаны точки опробования гранитов убжигойской группы.

Согласно табл. 1 и 2, граниты ГФ относятся к группе лейкократовых ($\text{SiO}_2 > 74\%$), резко обедненных Fe, Mg и Ca. Наиболее наглядно особенности их состава отражаются на диаграмме А.Н. Заварицкого (правая часть, рис. 3, А), дополненной поправкой Д.С. Штейнберга [12] и полями разновидностей пород, по [13]. Данные диаграммы подтверждают лейкогранитный состав (верхние половины полей I и II) при нормальном уровне щелочности большинства разновидностей гранитов Хангилайской системы и сильной пресыщенности их глиноземом (пологие, наклоненные влево векторы). Биотитовые граниты убжигойской периферийной группы сходны с гранитами ГФ Хангилайского массива, отличаясь лишь несколько более высокой основностью. Мусковитовые граниты восточной части Хангилайского массива, экзоконтактовых даек Спокойнинского купола и мусковитизированные гранит-порфиры убжигойской группы выделяются наиболее кислым составом и резкой пресыщенностью глиноземом (точки 2, 5, 6 см. рис. 3, А). Среди этих разновидностей грейзенизированные (т. 7) и интенсивно грейзенизированные (т. 8) мусковитовые лейкограниты Орловского купола отличаются пониженными значениями параметра a вследствие выноса в процессе грейзенизации Na. Составы обогащенных Na, также высокоглиноземистых, амазонитовых Li-F гранитов Орловского и, для сравнения, Этыкинского [14] куполов (т. 10, 12, 13) попадают на диаграмме в поле субщелочных гранитов.

Данные табл. 2 фиксируют существенную обогащенность по отношению к кларковому уровню некогерентными (гранитофильными) редкими элементами всех разновидностей гранитов купольной зоны (гребня, по [2]) интрузии — Хангилайского массива и его купольных сателлитов № 2 и 3 (см. рис. 2). Это иллюстрируется элементными формулами табл. 3 [15—17], согласно которым суммарная избыточность концентраций в гранитах 9 гранитофильных элементов (ИНК) изменяется в пределах 13—90 кларков и более. Но, вопреки геологическому положению убжигойских сателлитов в пределах скрытого контура единого Хангилайского плутона, биотитовые граниты группы характеризуются лишь околоскларковыми концентрациями гранитофильных элементов, и значение ИНК в них даже отрицательное. В мусковитизированных гранит-порфирах даек группы значение ИНК 13,5 отражает только высокое содержание в них бора, не коррелирующееся с низкими концентрациями остальных гранитофильных элементов (см. табл. 3, № 1-2, 2-2).

В целом в Хангилайской системе наблюдается последовательное возрастание степени редкометалльности гранитов от биотитовых разновидностей ГФ к двуслюдяным (см. табл. 3, № 9-2), мусковитовым гранитам Хангилайского массива (№ 5-2), мусковитовым гранитам Спокойнинского купола до максимальных их концентраций в интенсивно-грейзенизированных (№ 8-2, ИНК > 167) с блоками промышленного оруденения и в микроклин-альбитовых Li-F амазонитовых гранитах Орловского купола (№ 11-2, ИНК = 89,4).

Таблица 3. Сравнительная геохимическая характеристика гранитов рудоносных интрузивов систем Агинской зоны Забайкалья в элементных формулах и индексах концентрации гранитофильных элементов (ИНК_{ГРЭ}, по табл. 2 и 4)

Номер колонки анализов в табл. 2, 4	Порода	Элементная формула	ИНК _{ГРЭ}
1	2	3	4
Хангилайская			
<i>Убжигойские сателлиты</i>			
1-2	Граниты биотитовые	$\frac{Pb2 - B1,3 - Be1,2 - Sn1,1 - Sr1,1 - Cs1}{W < 0,1 - Li0,4 - F0,7 - Rb0,7 - Ba0,7}$	-0,5
2-2	Гранит-порфиры (дайки)	$\frac{W16 - Pb2,4 - Cs1}{W < 0,1 - F0,4 - Li0,4 - Sr0,4 - Ba0,5 - Be0,7 - Rb0,7 - Sn0,8}$	+13,5 (-1,5 без В)
<i>Хангилайский</i>			
3-2	Лейкограниты биотитовые с мусков., широтный профиль	$\frac{Sn3,3 - W3,2 - Cs3,2 - Li3,1 - Pb2,6 - Be2,5 - Rb2 - B1,7 - F1,1}{Ba0,4 - Sr0,5}$	+13,7 (+10,8 без В и W)
4-2	То же, меридиональный профиль	$\frac{Li3,2 - Cs3,2 - Sn3 - Pb2,1 - Be2 - Rb1,9 - F1,1}{Sr0,4 - Ba0,4}$	+9,5
5-2	Лейкограниты мусковитовые	$\frac{W6 - Cs4,2 - Sn4,2 - B2,5 - Pb2,5 - Rb2,2 - Li2,2 - Be1,5 - F1}{Ba0,1 - Sr0,15}$	+17,3 (+12,4 без W)
<i>Купол Спокойнинский</i>			
6-2	Лейкограниты мелкозерн. (дайки)	$\frac{W > 40 - Sn15 - Be13 - B3,7 - Cs3,6 - Rb2,7 - F1,1 - Li1,1}{Ba < 0,1 - Sr0,2 - Pb0,7}$	>72,9 (+32,9 без W)
7-2	Лейкограниты мусковит., грейзенизир.	$\frac{W > 50 - Sn18 - Cs14 - Be9 - Li3 - Rb2,8 - F2,2 - B2 - Pb1,8}{Ba0,1 - Sr0,2}$	>94,8 (+44,8 без W)
8-2	Лейкограниты интенсивно грейзенизир.	$\frac{W > 100 - Sn21,7 - B21,3 - Be14,3 - Cs7,5 - F3,6 - Li3 - Rb2,8 - Pb1,2}{Ba < 0,1 - Sr < 0,1}$	> 167,4 (+67,4 без W)
<i>Купол Орловский</i>			
9-2	Граниты двуслюдяные	$\frac{Li7,5 - Cs5 - (Ta4) - F3,8 - Be3,3 - Pb3,2 - Rb2,4 - Sn1,7 - W1,3}{Sr0,3 - Ba0,4}$	+20,2 (без В и Та)
10-2	Граниты мусков. микроклин-альбитовые	$\frac{Be16,7 - Li11,8 - W11,3 - (Ta8,6) - Sn6,7 - Rb6,5 - Cs6 - F5,5 - Pb1,8}{Ba0,06 - Sr0,1}$	+58,3 (без В и Та)
11-2	Граниты микроклин-альб. амазонитовые	$\frac{Sn40 - (Ta22,2) - Li16,2 - W13,3 - Cs7,6 - Rb7,2 - F6,2 - Be5 - Pb1,9}{Ba < 0,1 - Sr0,14}$	+89,4 (без В и Та)
Саханайская			
<i>Саханайский</i>			
1-4	Граниты биотитов. с мусковитом, к.-з.	$\frac{Sn4 - Cs3,8 - B3,6 - Li2,8 - W2,3 - Be2 - Rb1,7 - F1,6 - Pb1}{Sr0,3 - Ba0,4}$	+13,8
2-4	Граниты двуслюдяные с.-з.	$\frac{Sn5 - Be4,2 - B4,1 - Cs3,4 - Li3,3 - W2,7 - F1,8 - Rb1,7 - Pb1,1}{Sr0,4 - Ba0,6}$	+18,3
<i>Зун-Ундурский</i>			
3-4	Граниты двуслюдяные с.-з.	$\frac{Sn9 - B6,7 - Cs6 - W4,7 - Li4,3 - Be4,3 - F3,1 - Rb2 - Pb1}{Ba0,2 - Sr0,3}$	+32,1
4-4	Граниты мусковитовые м.-з.	$\frac{Sn18,7 - W8,3 - Li7,7 - Cs7,6 - Be6,7 - F4,6 - B3 - Rb2,4 - Pb1}{Ba0,2 - Sr0,3}$	+51,0
5-4	Граниты мусковитовые к.-з.	$\frac{Sn26,7 - Be7,7 - W7,3 - Cs6,6 - Li6,6 - F4,5 - Rb2,6 - B2,5}{Sr0,15 - Ba0,15 - Pb0,6}$	+56,1
Дурулгуевская			
6-4	Граниты биотитовые с мусков., к.-з., ГФ	$\frac{Sn4,2 - Cs3,6 - Li3,1 - Be2,2 - Rb1,6 - B1,3 - Pb1,1}{Ba0,6 - Sr0,7 - F0,8 - W0,9}$	+9,8

1	2	3	4
7-4	Граниты двуслюдяные к.-з.	$\frac{\text{Sn}10,7 - \text{Cs}6,4 - \text{Li}5 - \text{W}4,7 - \text{Be}3,8 - \text{Rb}2,1 - \text{B}2 - \text{F}1,9 - \text{Pb}1,1}{\text{Ba}0,5 - \text{Sr}0,6}$	+28,7
8-4	Граниты мусковитовые к.-з.	$\frac{\text{Sn}12,4 - \text{W}11,3 - \text{Cs}10,4 - \text{Be}8,4 - \text{Li}5,8 - \text{Rb}3,2 - \text{F}2,5 - \text{B}1,9}{\text{Sr}0,2 - \text{Ba}0,3 - \text{Pb}0,6}$	+47,5
9-4	Граниты двуслюдяные м.-з. и с.-з. ФДИ	$\frac{\text{Cs}3,8 - \text{Sn}3,3 - \text{Li}1,9 - \text{Rb}1,9 - \text{Be}1,8 - \text{W}1,7 - \text{Pb}1,4 - \text{B}1,3}{\text{Sr}0,2 - \text{Ba}0,4 - \text{F}0,5}$	+8,6
10-4	Граниты мусковитовые м.-з. и с.-з., пегматитоносн. ФДИ	$\frac{\text{Sn}6,1 - \text{Be}4,7 - \text{W}3,4 - \text{B}1,6 - \text{Rb}1,6 - \text{Cs}1,6 - \text{Li}1,3 - \text{Pb}1}{\text{Ba} < 0,1 - \text{Sr}0,1 - \text{F}0,5}$	+12,8
Кулиндинская			
<i>Массив 1</i>			
11-4	Монцодиориты биотитовые м.-з.	$\frac{\text{Cs}22 - \text{Li}11,2 - \text{Sn}10,8 - \text{W}5,7 - \text{F}2,8 - \text{Be}2,3 - \text{B}1,5 - \text{Rb}1,3 - \text{Sr}1,6 - \text{Ba}1,2}{\text{Pb}0,6}$	+49,2
<i>Массив 2</i>			
12-4	Граниты биотитовые м.-з.	$\frac{\text{W}3,5 - \text{Cs}1,8 - \text{Pb}1,6 - \text{B}1,4 - \text{Rb}1,4 - \text{Be}1,3 - \text{Sn}1,3 - \text{F}1}{\text{Li}0,9 - \text{Sr}0,9 - \text{Ba}1}$	+5,2
<i>Массив 3</i>			
13-4	Граниты биотитовые м.-з., порфириовидн., внешней зоны (3б)	$\frac{\text{Cs}4,2 - \text{Sn}3,7 - \text{Li}1,6 - \text{Be}1,6 - \text{W}1,6 - \text{B}1,5 - \text{F}1,4 - \text{Pb}1,4 - \text{Rb}1,3}{\text{Sr}0,9 - \text{Ba}0,9}$	+9,3
14-4	То же, внутренней зоны (3а)	$\frac{\text{Cs}12 - \text{Sn}10 - \text{Li}6 - \text{Be}3,6 - \text{F}2,5 - \text{B}2 - \text{Pb}1,5 - \text{Rb}1,4 - \text{W}1,3}{\text{Ba}0,6 - \text{Sr}0,8}$	+31,3
<i>Массив 4</i>			
15-4	Граниты двуслюдяные м.-з. и с.-з.	$\frac{\text{W}32,8 - \text{Sn}6,2 - \text{Cs}5 - \text{B}2,6 - \text{Be}2,1 - \text{Li}1,6 - \text{Rb}1,5 - \text{Pb}1,5 - \text{F}1,1}{\text{Sr}0,7 - \text{Ba}0,8}$	+45,4 (+13,6 без В)
<i>Массив 5</i>			
16-4	Граниты двуслюдяные альбитовые	$\frac{\text{B}24 - \text{Sn}8 - \text{Li}4,8 - \text{Be}4,6 - \text{Cs}3,6 - \text{W}3,3 - \text{Rb}1,9 - \text{F}1,8 - \text{Pb}1,7}{\text{Sr}0,5 - \text{Ba}0,6}$	+44,7 (+21,7 без W)
<i>Массив 6</i>			
17-4	Граниты мусковитовые м.-з., пегматитоносные	$\frac{\text{Be}5,5 - \text{Sn}4,3 - \text{Cs}3,6 - \text{B}3,1 - \text{W}3 - \text{Li}2,6 - \text{Rb}1,7}{\text{Ba}0,04 - \text{Sr}0,05 - \text{F}0,8 - \text{Pb}0,8}$	+16,4
<i>Массив 7</i>			
18-4	Граниты мусковитовые к.-з., пегматитоносные	$\frac{\text{Sn}16,3 - \text{Be}2,9 - \text{Rb}2,7 - \text{Cs}2,4 - \text{W}2,3 - \text{Li}2,2 - \text{B}1,3 - \text{Pb}1,2 - \text{F}1,1}{\text{B}0,7 - \text{Sr}0,03 - \text{Ba}0,01}$	+23,4

Примечание. Элементная формула — результат нормирования содержаний гранитофильных элементов в данной разновидности гранита по их кларковым концентрациям в гранитах, цифры при элементах — их кларки концентрации в данной разновидности; принятые кларковые концентрации в гранитах при нормировании, г/т: F — 800, В — 15, Li — 40, Rb — 170, Cs — 5, Be — 3, Sn — 3, W — 1,5, Pb — 20, Sr — 300, Ba — 800, по [15, 16].

*ИНК_{ГРЭ} — индекс концентрации гранитофильных элементов, фиксирует суммарный уровень избыточности (+) или дефицита (–) гранитофильных элементов в данной разновидности гранита в количествах их кларков: $\text{ИНК}_{\text{ГРЭ}} = \text{KK}_1 + \text{KK}_2 + \text{KK}_3 + \dots + \text{KK}_n$, где $\text{KK}_1 \dots \text{KK}_n$ — кларки концентрации гранитофильных элементов, n — число гранитофильных элементов, участвующих в расчете ИНК (негранитофильные Sr и Ba не учитываются); согласно формуле, ИНК кларкового гранита равен нулю [17]; ФДИ — фаза дополнительных интрузий.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (РЗЭ) И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ГРАНИТОВ ХАНГИЛАЙСКОЙ СИСТЕМЫ

В нижеприведенном анализе распределения РЗЭ в гранитах Хангилайской системы наиболее существенны три положения: 1) связь легких лантаноидов (цериевая группа) главным образом с полевыми шпатами, а тяжелых (иттриевая группа) — с аксессуарными и темноцветными минералами; 2) снижение в последовательных дифференциатах гранитных интрузий суммы РЗЭ при одновременном появлении и

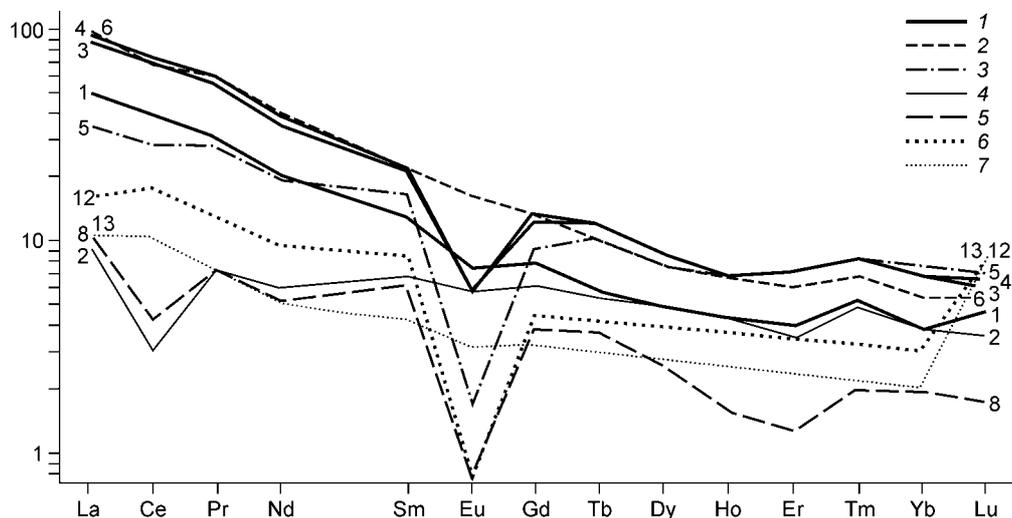


Рис. 4. Распределение нормированных [20] концентраций редкоземельных элементов в разновидностях гранитов Хангилайской системы.

Разновидности гранитов: 1 — граниты биотитовые ГФ, 2 — граниты мусковитовые экзоконтактовых даек купола Спокойный, 3 — граниты мусковитовые Хангилайского массива, 4 — гранит-порфиры убжигойской группы, 5 — граниты мусковитовые, интенсивно грейзенизированные купола Спокойный, 6 — граниты амазонитовые литий-фтористые купола Орловский, 7 — онгониты массива Ары-Булак (Шерловогорский район). Номера кривых на диаграмме соответствуют номерам колонок анализов в табл. 2.

усилении в их спектре Eu-минимума; 3) активная роль в перераспределении редкоземельных элементов летучих компонентов расплавов (PO_4^{3-} , CO_3^{2-} , F^- , H_2O) [18—20].

Распределение РЗЭ (см. табл. 2) изучено по сборным (объединенным) пробам, составленным из единичных проб и проанализированным на аналитическом комплексе ICP (рис. 4). Диаграмма показывает идеальное совпадение кривых 3 и 4, характеризующих сборные пробы по широтному и меридиональному профилям опробования гранитов ГФ.

Высокая степень комплементарности распределения РЗЭ в биотитовых гранитах убжигойской группы и гранитах ГФ Центрального массива (кривые 1, 3, 4) подтверждает их генетическое единство. Наличие в гранитах ГФ Eu-минимума позволяет считать их более поздними дифференциатами системы по отношению к убжигойским гранитам [19]. Принадлежность гранитов убжигойской группы, включая гранит-порфиры даек, к наиболее ранним образованиям системы подтверждается высокими значениями в них Eu/Eu^* , отражающего недифференцированность системы ко времени их формирования. Теснейшая комплементарность распределения РЗЭ в гранитах ГФ (кривые 3 и 4) и мусковитовых гранитах даек экзоконтакта Спокойнинского купола (кривая 6) при одновременном высоком значении в них Eu/Eu^* позволяет считать дайки, как и убжигойские граниты, ранними образованиями, сформированными до образования последующих мусковитовых разновидностей гранитов Спокойнинского купола и, кроме того, не затронутыми, как и гранит-порфиры убжигойской группы (кривая 2), метасоматическими процессами грейзенизации. Последний вывод однозначно обосновывается формой других кривых: кривая интенсивно грейзенизированных гранитов (8) отличается наиболее глубоким Eu-минимумом и самыми низкими концентрациями как легких (La—Sm), так и тяжелых (Gd—Lu) лантаноидов. Очевидно, это является прямым следствием выноса натрия и лантаноидов в процессах поздней и постмагматической грейзенизации (см. рис. 3, А, т. 8). Судя по распределению РЗЭ и Eu-минимуму, процессы метасоматоза ощутимо проявились уже в мусковитовых гранитах восточной части Хангилайского массива (см. рис. 4, кривая 5).

Распределение связанных с аксессуорами тяжелых лантаноидов в убжигойских биотитовых гранитах и мусковитизированных гранит-порфирах (включая отсутствие Eu-минимума) практически совпадает, подтверждая генетическую общность гранитов и даек. В области же легких лантаноидов наблюдается обеднение ими гранит-порфиров, обычное для кислых магматических дифференциатов.

Наконец, резкий Eu-минимум, адекватный минимуму грейзенизированных гранитов (см. рис. 4, кривая 12), характеризует также микроклин-альбитовые амазонитовые Li-F граниты Орловского купола [11], в формировании которых, по мнению части исследователей [5, 21], существенную роль играла метасоматическая альбитизация. Связь минимума с процессами метасоматоза подтверждается отсутствием его в ары-булакских онгонитах Шерловогорского района (кривая 13, по [11]), представляющих закаленные субвулканические аналоги Li-F гранитов [22].

В проведенном анализе распределения РЗЭ наиболее существенны результаты, полученные по гранитам и гранит-порфирам даек убжигойской периферийной группы, подтвердившие их генетическую общность с гранитами ГФ центральной зоны интрузии, хотя по сравнению с последними убжигойские граниты и гранит-порфиры некогерентными элементами не обогащены.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ СИСТЕМ АГИНСКОЙ ЗОНЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Рассмотренная выше Хангилайская (I) система занимает центральное положение по отношению к трем другим гранитным рудно-магматическим системам Агинской зоны — Саханайской (II) на западе, Дурулгуевской (III) на юге и Кулиндинской (IV) на востоке (см. рис. 1).

Как следует из рис. 5, все системы характеризуются гравитационными минимумами, включающими обнаженные гранитные массивы и скрытые апикальные части гранитных плутонов, которым соответствуют геоморфологически выраженные купольные структуры поверхности, фиксируемые направлениями речных долин и положением их истоков.

Гранитные системы сложены разновидностями гранитов (см. табл. 1, 3, 4, рис. 3,Б), в целом петрографически, петрохимически и геохимически сходными с гранитами Хангилайской системы, исключая микроклин-альбитовые Li-F амазонитовые граниты ее Орловского купола.

Саханайская система (см. рис. 5, II) представлена крупным (> 120 км²) Саханайским (№ 1) массивом и Зун-Ундурским (№ 2) сателлитом (~10 км²), объединенными общим контуром скрытой кровли плутона в песчано-сланцевых породах T₁, вытянутым в СЗ направлении [23].

Саханайский массив сложен крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми с мусковитом (~1 %, см. табл. 1) гранитами ГФ. В его центральной возвышенной части выделяется участок среднезернистых двуслюдяных порфиroidных гранитов [24, рис. 44]. Подобными гранитами с более высоким содержанием мусковита (8,6 %, см. табл. 1) сложен в основном Зун-Ундурский массив. В его восточной эндоконтактной возвышенной части выделяется участок мелкозернистых в эндоконтакте и крупнозернистых мусковитовых (11 %) гранитов.

Как видно из диаграммы (см. рис. 3,Б), разновидности биотитовых и двуслюдяных гранитов Саханайской системы (т. 1—3) подобны хангилайским и тесно группируются в том же поле II нормальных по щелочности лейкогранитов (см. рис. 3, А, Б). В том же поле находятся точки мусковитовых гранитов (4 и 5), которые, судя по более высоким значениям параметра *a* по сравнению с грейзенизированными мусковитовыми Спокойнинского купола Хангилайской системы (см. рис. 3,А, т. 7), грейзенизацией не затронуты.

Редкоэлементный состав разновидностей гранитов Саханайской системы адекватно отражает изменения их минерального и петрохимического составов (см. табл. 3): в ряду биотитовые—двуслюдяные—мусковитовые граниты Саханайского и Зун-Ундурского массивов наблюдается закономерное возрастание избыточных концентраций гранитофильных редких элементов (ИНК) от 13,8 кларков в гранитах ГФ Саханайского массива до 56 кларков в мусковитовых Зун-Ундурского, причем уровень накопления редких элементов в гранитах ГФ Саханайской и Хангилайской систем практически одинаков (13,7 и 13,8 кларков).

Дурулгуевская система (см. рис. 5, III) представлена двумя массивами, интродуцирующими песчано-сланцевые породы T₁ — северо-восточным Дурулгуевским (№ 1) и юго-западным, пограничным с Монголией, находящимся вне площади схемы.

По распространенности в системе доминируют крупнозернистые биотитовые с мусковитом (~1 %, см. табл. 1) порфиroidные граниты ГФ Дурулгуевского массива, сменяющиеся в его СЗ части двуслюдяными, а в локальном эндоконтактном участке — крупнозернистыми мусковитовыми (10 %), вмещающими рудные жилы Дедовогорского вольфрамит-кварцевого месторождения (см. рис. 5, III, № 1).

В южной части Дурулгуевского массива выделяется эндоконтактная зона двуслюдяных мелко- и среднезернистых гранитов, переходящих на востоке в мусковитовые пегматитоносные граниты (фаза дополнительных интрузий — ФДИ [17]), слагающие обширную пологую залежь (№ 2) с редкометалльными пегматитами в ее восточной фронтальной зоне (см. рис. 5, III, № 2). Пластовый характер залежи подтверждается положением ее большей части вне подземного контура интрузии.

На петрохимической диаграмме рис. 3,Б точки гранитов Дурулгуевской системы (6—10) группируются в той же области, что и точки гранитов предыдущих систем. Положение на диаграмме точек мусковитовых крупнозернистых гранитов СЗ купольной части Дурулгуевского массива (т. 8) и мусковитовых пегматитоносных гранитов (т. 10) сходно, но, согласно данным табл. 4, они различаются соотношением щелочей: первые калиевые, вторые натриевые.

Кулиндинская система (см. рис. 5, IV, [25]) по своему строению существенно отличается от рассмотренных. Согласно мелкомасштабной схеме Г.И. Менакера [26], приблизительное положение контура гравитационного минимума системы фиксирует овальное дугообразное купольное поднятие субширот-

Таблица 4. Геохимическая характеристика гранитов Саханайской, Дурулгевской и Кулидинской интрузивных систем Агинской зоны восточного Забайкалья

Компонент	Саханайская интрузивная система				Дурулгевская интрузивная система				Кулидинская система, массивы (№ массива соотв. рис. 5)													
	Саханайский массив		Зун-Ундурский массив		западная часть массива I		восточная часть массива 2 ФДЦ		1		2		3а		4		5		6		7, Богот Утес	
	Граниты		Граниты		Граниты		Граниты		Граниты		Граниты		Граниты		Граниты		Граниты		Граниты		Граниты	
SiO ₂ , %	73,43	75,05	74,86	74,33	74,24	73,12	72,13	74,05	74,30	63,19	72,50	71,46	71,02	71,78	73,48	74,78	75,17					
TiO ₂	0,23	0,17	0,04	0,03	0,03	0,29	0,23	0,05	0,06	1,00	0,38	0,44	0,50	0,40	0,11	0,01	0,02					
Al ₂ O ₃	13,95	12,54	14,03	13,38	13,4	14,11	15,30	15,33	15,00	16,53	14,32	14,85	14,76	14,52	14,41	14,81	14,44					
Fe ₂ O ₃	0,34	0,60	0,45	0,37	0,5	0,22	0,36	0,24	0,41	0,33	0,63	0,36	0,58	0,49	0,61	0,22	0,33					
FeO	2,08	1,73	1,60	1,61	1,29	1,84	1,67	1,17	1,27	3,97	0,76	1,51	1,41	0,96	0,53	0,45	0,34					
MnO	0,06	0,06	0,04	0,08	0,08	0,04	0,07	0,14	0,11	0,07	—	0,01	0,01	—	0,03	0,18	0,08					
MgO	0,21	0,27	0,20	0,11	0,11	0,45	0,33	—	—	2,07	0,45	0,63	0,60	0,57	0,20	0,07	—					
CaO	0,83	0,77	0,42	0,32	0,45	0,95	0,83	0,35	0,52	3,10	1,01	1,12	1,38	1,09	0,48	0,30	0,37					
Na ₂ O	3,52	3,65	3,88	3,69	3,98	3,40	3,50	3,67	4,11	4,18	3,76	3,84	3,54	3,69	4,45	5,28	4,90					
K ₂ O	4,83	4,42	4,49	4,12	4,09	5,07	4,26	4,15	4,98	3,61	5,06	5,01	4,74	5,30	4,45	3,05	4,04					
P ₂ O ₅	0,07	0,06	—	—	—	0,16	0,11	0,27	0,07	0,42	0,04	0,10	0,12	0,04	0,41	0,14	0,06					
П.п.п.	0,65	0,47	0,84	0,86	1,02	0,55	0,85	0,83	0,39	0,87	0,87	0,64	0,57	1,03	0,76	0,67	0,57					
Σ	100,20	99,79	100,85	99,90	100,19	100,20	99,64	100,25	99,52	99,34	99,78	99,97	99,23	99,87	99,92	99,96	100,32					
N	6	2	3	3	2	4	5	3	9	6	4	9	5	5	4	6	6					
F, г/т	1300	1400	2500	3700	3600	600	1500	2000	400	2200	800	1100	2000	900	1400	600	900					
B	54	62	100	45	37	20	30	29	19	23	21	22	30	39	360	46	20					
Li	110	130	170	310	260	125	200	230	76	450	35	66	240	64	190	100	90					
Rb	285	290	340	415	445	270	350	550	330	215	240	220	230	250	330	285	460					
Cs	19	17	30	38	33	18	32	52	19	110	9	21	60	25	18	18	12					
Be	5,9	12,5	13	20	23	6,6	11,5	25,3	5,3	7	3,8	4,7	10,8	6,4	13,9	16,5	8,6					
Sr	100	110	90	86	44	200	170	65	70	480	260	290	230	200	150	14	18					
Ba	330	460	160	125	110	510	400	230	280	970	800	730	500	600	440	31	54					
Sn	12	15	27	56	80	12,6	32	37,2	10	32,3	3,9	11,2	30	18,7	24	13,0	49					
W	3,5	4,0	7	12,4	11	1,3	7,1	17	2,6	8,6	5,2	2,4	1,9	49,2	4,9	4,5	3,4					
Pb	20	22	19	20	12	22	21	13	19	13	33	29	30	30	34	15	25					
Zn	27	22	26	22	28	50	44	43	38	88	49	51	67	65	43	18	22					
N	13	12	10	11	4	8	10	6	14	6	5	15	6	5	5	7	5					

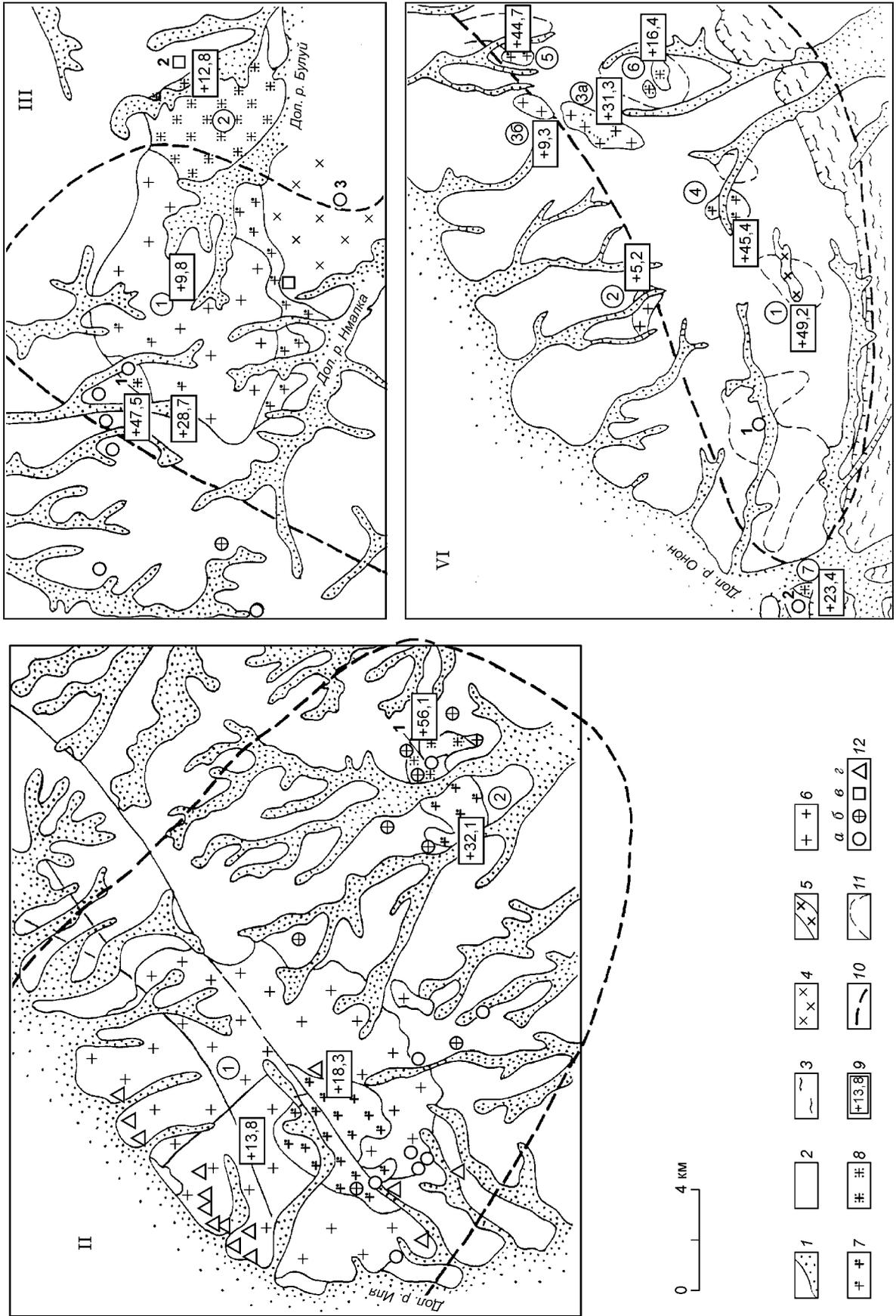


Рис. 5. Геологические схемы Саханайской (II), Дурулгуевской (III) и Кулиндинской (IV) гранитных рудно-магматических систем кукульбейского комплекса Агинской зоны.

1 — аллювиальные отложения долин; 2 — песчано-сланцевые породы; 3 — метаморфические сланцы; R₂ (IV); 4 — шахтаминский комплекс, диориты и гранодиориты (III); 5—8 — кукульбейский комплекс: 5 — монцодиориты биотитовые мелкозернистые (IV), 6 — граниты биотитовые, крупно- и мелкозернистые, порфиroidные, 7 — граниты и лейкограниты двуслюдяные мелко- и среднезернистые, 8 — граниты мусковитовые мелко- и крупнозернистые; 9 — средний уровень избыточных концентраций в кларках гранитофильных элементов (ИНК, см. табл. 3) в соответствующих разновидностях гранитов интрузивных систем; 10 — подземные контуры кровли скрытых plutонов по геометрическим данным (II и III — из работы [23], IV — по мелкомасштабной схеме [26]); 11 — контуры полей развития пегматитов [25]; 12 — местоорождения и рудопроявления: а — кварцево-жильные, касситеритовые, вольфрамитовые и касситерит-вольфрамитовые; б — то же, с минералами Be и Ta-Nb („редкометалльные“); в — пегматитовые; г — флюоритовые.

Римскими цифрами обозначены интрузивные системы, цифрами — массивы и штоки, цифрами — местоорождения. II — Саханайская система, в кружках: 1 — Саханайский массив, 2 — Зун-Ундурский массив, местоорождения: 1 — Зун-Ундурское, Sn-W; III — Дурулгуевская система, в кружках: 1 — западная часть Дурулгуевского массива, 2 — восточная часть (доп. Булуй), местоорождения: 1 — Дедовогорское, W, 2 — Чалотское пегматитовое, Be, Ta-Nb, 3 — Ималкинское, Sn; IV — Кулиндинская система, в кружках номера массивов без названий, кроме 7 — Богов Утес (табл. 4), местоорождения: 1 — Малокулиндинское пегматитовое, Ta-Nb, 2 — Ононское, Sn (экоконтакт Богова Утеса).

ного—СВ простираются в песчано-сланцевых породах J₁. Морфологически осевая зона поднятия ограничивается направлениями и верховьями речных долин и, очевидно, соответствует гребневидной форме кровли скрытой гранитной интрузии, проявленной на поверхности отдельными мелкими (до 3 км²) выходами — гранитными массивами (см. рис. 5, IV, массивы № 1—7). Один из выходов (№ 1) представлен двумя дайкообразными субширотными телами, сложенными мелкозернистыми биотитовыми кварцевыми монцодиоритами. Остальные выходы представлены биотитовыми с незначительной (до 0,5 %) примесью мусковита гранитами (см. рис. 5, IV, № 2, 3а, 3б), а также двуслюдяными (№ 4 и 5) и мусковитовыми пегматитовыми (№ 6 и 7) лейкогранитами (см. табл. 1). На диаграмме рис. 3,Б все они, кроме кварцевых монцодиоритов, образуют единую группу точек (12, 13, 15—18), отличающихся от гранитов других систем повышенной щелочностью за счет вышекларковых содержаний натрия (субщелочные граниты) при сохранении сходных с другими системами высокой калиевоности и существенно повышенной глиноземистости. Уровень щелочности кварцевых монцодиоритов (см. рис. 3,Б, т. 1) соответствует этому показателю в гранитах.

Редкоэлементная характеристика кварцевых монцодиоритов необычна — они представлены ультраредкометалльными разновидностями, резко обогащенными гранитофильными элементами (ИНК = 49,2 кларка, см. табл. 4, № 11-4), при повышенных относительно кларкового уровня концентрациях Sr и Ba, исключая возможность их непосредственной рудоносности [17]. Очень высокие содержания в кварцевых монцодиоритах лития (11,2 кларка) подтверждаются его концентрациями в их биотитах, практически самыми высокими среди изученных биотитов кукульбейского комплекса [27].

Редкоэлементный состав биотитовых гранитов в разных массивах системы существенно различается (см. табл. 3, 12-4—14-4). Граниты периферийного массива 2 выделяются наиболее низкими концентрациями гранитофильных элементов (ИНК = 5,2 кларка, граниты субредкометалльные). В биотитовых гранитах наиболее возвышенной части рельефа (см. рис. 5, IV, массивы 3а и 3б) концентрации некогерентных элементов повышаются практически до их уровня в гранитах ГФ других вышерассмотренных систем (ИНК = 9,3 кларка), но эта характеристика относится к гранитам самой апикальной (массив 3б) и внешней (массив 3а) зон этих массивов. Во внутренней части массива 3а выделяется зона резко обогащенных редкими элементами биотитовых гранитов (ультраредкометалльные, ИНК = 31,3 кларка, см. табл. 3, № 14-4), практически не отличающихся ни петрографически, ни петрохимически от гранитов внешней зоны (см. табл. 1 и 4). При этом высокие концентрации Sr и Ba не позволяют рассматривать их в качестве непосредственно рудоносных.

В двуслюдяных гранитах массивов 4 и 5 Кулиндинской системы (см. табл. 3) концентрации некогерентных элементов, как и в других системах, возрастают, но в этих массивах отчасти нарушается принцип совместного концентрирования элементов: в массиве 5 резко повышены концентрации бора, в массиве 4 — вольфрама (см. табл. 3, № 15-4, 16-4). Наконец, в пегматитовых мусковитовых лейкогранитах массивов 6 и 7 наблюдается та же закономерность, что и в аналогичных лейкогранитах Дурулгуевской системы — они резко обогащены натрием и, одновременно, уровень избыточного накопления в них редких элементов (ИНК) по сравнению с биотитовыми гранитами понижен (см. табл. 3, 17-4, 18-4). Особенно это заметно в пегматитовых лейкогранитах массива 6, обедненных калием. Крупнозернистые лейкограниты массива 7 (Богов Утес), отличающиеся повышенными концентрациями K и Na, характеризуются избирательным накоплением Sn.

По редкоэлементному составу граниты изученных рудоносных интрузивных систем соответствуют геохимическому типу плюмазитовых (глиноземистых) редкометалльных гранитов классификации

Л.В. Таусона [23, табл. 66], согласно которой среднее значение ИНК для гранитов ГФ типа составляет 16,5 кларка (для 9 гранитофильных элементов, см. табл. 3). Среднее значение ИНК в гранитах ГФ изученных интрузивных систем заметно ниже и составляет 11,8 кларка, что должно отражать сравнительно невысокую рудоносность изученных интрузий.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОВ, ОРУДЕНЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Расчетные, избыточные по отношению к кларковому уровню, суммарные концентрации гранитофильных элементов (ИНК) в сочетании с элементными формулами позволяют обоснованно судить о степени сравнительной потенциальной рудоносности интрузивных систем [17, 28].

В эталонной Хангилайской системе вольфрамитовое оруденение локализуется в рудоносных грейзенах Спокойнинского купола, а танталовое с сопутствующим касситеритовым — в рудовмещающих Li-F амазонитовых гранитах Орловского купола (см. рис. 2). В мусковитовых гранитах восточной части Хангилайского массива, экзоконтактовых дайках и грейзенизированных мусковитовых гранитах периферии Спокойнинского купола значения ИНК составляют 17,3, > 72,9 и > 94,8 кларка при ведущей роли в элементных формулах рудогенного W (см. табл. 3, № 5-2—7-2). Геохимические показатели по грейзенизированным гранитам западной части купола коррелируются с размещением в его восточной части промышленного грейзенового вольфрамитового с сопутствующим бериллом Спокойнинского месторождения, среднего по запасам кондиционных руд и невысокими средними содержаниями в них WO_3 (0,275 % и менее [8]).

В Li-F амазонитовых гранитах Орловского купола ИНК с Ta составляет более 100 кларков при ведущей роли Sn и на втором месте Ta, который экономически является главным рудогенным (см. табл. 3, № 11-2).

Саханайская система (см. рис. 5, II) известна Зун-Ундурским касситерит-вольфрамит-кварцевым месторождением, локализованным в экзоконтакте мусковитовых гранитов одноименного купола (см. рис. 5, № 2) и сопровождавшимся отработанной касситеритовой россыпью. В крупнозернистых мусковитовых гранитах Зун-Ундурского купола ИНК составляет 56,1 кларка при ведущих Sn, а также Be и W, формирующих в жилах сопутствующую касситериту вольфрамитовую и берилловую минерализацию. Уровень накопления рудогенных элементов в мусковитовых гранитах купола значительно ниже этих показателей в аналогичных гранитах Хангилайской системы и поэтому Зун-Ундурское месторождение относится к непромышленным.

Дурулгуевская система (см. рис. 5, III) отличается от предыдущих развитием как кварцево-жильного, так и редкометалльного пегматитового оруденения.

В крупнозернистых мусковитовых гранитах Дурулгуевского купола, вмещающих вольфрамит-кварцевые жилы Дедовогорского месторождения, ИНК составляет 47,5 кларка при концентрациях W = 11,3 и Sn = 12,4 кларка (см. табл. 3, № 8-4) значительно более низких, чем в Спокойнинском куполе Хангилайской системы. Соответственно, Дедовогорское месторождение [29], отработанное менее чем за два десятилетия, относится, согласно [30], к разряду мелких.

В пегматитоносных мусковитовых гранитах Дурулгуевской системы (см. рис. 5, III, № 2) степень концентрации редких элементов по сравнению с купольными мусковитовыми гранитами значительно ниже (12,8 кларка, см. табл. 3, № 10-4). Локализованное в их фронтальной зоне Чалотское непромышленное месторождение редкометалльных пегматитов (см. рис. 5, III, № 2) характеризуется содержаниями Be — до 0,02 %, Ta — до 0,01 %, [31]. Повышенные концентрации в этих гранитах Sn (6 кларков) отразились в формировании Ималкинского касситерит-кварцевого рудопроявления (см. рис. 5, III, № 3) в ассоциации с дайками мусковитовых пегматитоносных гранитов, прорывающих диориты шахтаминского комплекса.

С пегматитоносными мусковитовыми гранитами связано также редкометалльное оруденение Кулиндинской системы. Наиболее отчетливо это проявлено в локализации Ононского касситерит-кварцевого, очевидно мелкого, месторождения, расположенного в северном экзоконтакте массива Богов Утес (см. рис. 5, IV, месторождение 2). Мусковитовые граниты массива при невысоком уровне ИНК (23,4 кларка) резко обогащены Sn (16,3 кларка, табл. 3, № 18-4). Практический интерес в Кулиндинской системе представляла также колумбит-танталитовая с бериллом минерализация (Ta_2O_5 — 0,003—0,048 %, BeO — 0,01—0,1 % [32]) в грейзенизированных пегматитах участка № 1, расположенного в осевой зоне между рудоносными мусковитовыми гранитами Богова Утеса (см. рис. 5, IV, № 7) и выходами ультраредкометалльных (ИНК = 49,2 кларка) монцодиоритов (№ 1).

Таким образом, все четыре рассмотренные интрузивные системы характеризуются практически единым металлогеническим профилем (Sn—W—Ta—Be), различаясь сравнительной интенсивностью оруденения разных типов.

Проведенным анализом показано, что металлогенический профиль оруденения функционально связан с геохимической специализацией интрузивных систем, в гранитах главных фаз которых избыточные

по отношению к кларковому уровню концентрации девяти гранитофильных элементов (F, B, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Pb) составляют 9—14 кларков. Следовательно, повышенные концентрации гранитофильных элементов в гранитах ГФ являлись их типоморфной изначальной (стартовой) генетической особенностью, определившей рудоносность систем в результате их последующего дифференциационного развития. Непосредственная связь пневматолито-гидротермального оруденения с гранитами ГФ была подтверждена Ф.Г. Рейфом [33] сравнительным изучением газово-жидких включений в кварцах гранитов ГФ Хангилайского массива и Спокойнинского купола. Согласно выводам этого автора, полученные данные „определенно свидетельствуют о наследовании рудоносными гидротермальными растворами (Спокойнинского месторождения — *В.К.*) солевого и газового состава магматического флюида (гранитов Хангилайского массива — *В.К.*) и позволяют заключить, что именно магматические растворы явились основой рудоносной гидротермальной системы, зародившейся как бы в недрах магматического процесса“ [33, с. 46].

В пределах интрузивных систем реально рудоносными, сопровождающимися пневматолито-гидротермальным оруденением разной интенсивности, являются разновидности лейкогранитов, обладающие двумя обязательными геохимическими признаками — существенной по сравнению с гранитами ГФ обогащенностью гранитофильными элементами (до 20—50 кларков и более) и минимальными (<0,2 кларка) концентрациями Sr и Ba. Последние отражают низкотемпературность расплавов [17] и, следовательно, высокие содержания в них летучих компонентов, участвующих в формировании постмагматических рудоносных флюидов-растворов.

В общем случае, в поздних по отношению к гранитам ГФ двуслюдяных и мусковитовых лейкогранитах (а также Li-F гранитах) наблюдается возрастание концентраций редких элементов по сравнению с гранитами ГФ, что согласуется с представлениями о магматической дифференциации гранитных интрузий и формировании обогащенных редкими, включая рудогенные и летучие, элементами поздних лейкогранитных дифференциатов, вплоть до ультраредкометалльных разновидностей.

Как следует из приведенных геологических схем, массивы биотитовых редкометалльных гранитов ГФ формируют центральные, наиболее возвышенные части гранитных систем, а в локализации тел поздних мусковитовых редкометалльных и ультраредкометалльных непосредственно рудоносных лейкогранитов наблюдается тенденция к размещению их на флангах возвышенной части купольных структур, образованных гранитными системами. В качестве сравнения указанная закономерность гораздо резче проявлена в Иультинском районе Чукотки, где штоки поздних ультраредкометалльных рудоносных лейкогранитов локализованы во внутренней области обширного кольца, образованного крупными купольными выступами массивов гранитов ГФ [28].

Вместе с тем проведенным анализом выявлены разновидности гранитов, особенности редкоэлементной характеристики которых с позиций магматической дифференциации интрузий необъяснимы. Установлено, что периферийные тела гранитов ГФ интрузивных систем могут быть существенно обеднены гранитофильными элементами вплоть до кларкового уровня (система I, убжигойская группа; система IV, массив 2), и напротив, кварцевые биотитовые монцодиориты массива 1 осевой зоны той же системы IV, существенно повышенной по сравнению с гранитами ГФ основности, тем не менее экстремально обогащены редкими элементами (ИНК = 49,2 кларка), так же как и граниты внутреннего ядра массива 3а осевой зоны (ИНК = 31,3 кларка, см. табл. 3).

По мнению автора, подобное резкое обогащение редкими элементами магматических тел осевых зон интрузивных систем, независимо от особенностей их петрохимического состава, можно удовлетворительно объяснить глубинным флюидным привносом калия и некогерентных редких элементов в процессе формирования рудоносных интрузивных систем в значительной мере под влиянием и при участии этого привноса. Как показано ранее, с подобными интенсивно флюидизированными глубинными щелочно-базальтоидными магматическими очагами непосредственно и связаны сопряженные с ними коровые магматические очаги рудоносных редкометалльных гранитов [34, 35]. Обогащение формирующихся гранитных расплавов летучими и редкими элементами способствовало резкому усилению в них процессов магматической дифференциации и формированию низкотемпературных, наиболее обогащенных этими же элементами, лейкогранитных магматических дифференциатов. Последние являлись, по существу, ловушками для летучих и связанных с ними некогерентных рудогенных элементов, а на постмагматическом этапе — основными источниками формирования сопровождающего их пневматолито-гидротермального оруденения.

Изложенная модель наиболее правдоподобно объясняет обогащенность редкими элементами гранитов ГФ приподнятых купольных зон интрузивных систем и, напротив, обеднение летучими и редкими элементами их периферийных частей. С этой моделью согласуется давно установленная отчетливая связь рудоносных интрузий с зонами глубинных разломов и их пересечений [36]. Ведущая роль мантийных источников (интрателлурических растворов, рудоносных флюидов) в коровом рудообразовании обосновывалась в ряде работ Л.Н. Овчинникова [37], А.Д. Щеглова, И.Н. Говорова [38] и др. В последнее время эти положения получили углубленное развитие в публикациях Ф.А. Летникова [39], в которых обосновы-

вается ведущая роль в коровом петрогенезисе и рудообразовании процессов глубинной флюидной дегазации Земли, связанной с ее жидким ядром.

Сходный уровень концентраций некогерентных и рудогенных элементов в гранитах ГФ изученных интрузивных систем находится в определенном противоречии с более высокими комплексной рудоносностью и продуктивностью оруденения Хангилайской системы. Ее отличительной геологической особенностью от трех других является компактность в отношении размещения тел гранитов ГФ и рудоносных лейкогранитов. По-видимому, указанная особенность отражает компактность и интенсивность (фокусированность) флюидных потоков, инициировавших формирование системы, и, как следствие, их повышенную концентрированность, оказавшую прямое влияние на степень накопления рудогенных элементов и флюидов в непосредственно рудоносных лейкогранитах — дифференциатах системы.

ВЫВОДЫ

1. Установлена изначальная обогащенность редкими гранитофильными, включая рудогенные Sn, W, Be, Ta, элементами гранитов главных интрузивных фаз интрузивных систем рудоносного кукульбейского позднемезозойского комплекса Восточного Забайкалья, и показан глубинный источник этого обогащения.

2. Показано купольное строение кровли рудоносных гранитных систем, интрузирующих разновозрастные (MZ—PR₂) песчано-сланцевые породы, и наиболее интенсивное обогащение редкими элементами гранитов осевых зон купольных поднятий при одновременном обеднении редкими элементами гранитов периферийных тел в менее выступающих частях купольных структур.

3. Редкометалльное оруденение (Sn, W, Be, Ta) разной интенсивности непосредственно связано с телами поздних лейкогранитов, интенсивно или экстремально обогащенных редкими элементами, включая летучие и рудогенные, и резко обедненных (0,2 кларка и менее) Sr и Ba.

4. Установлена тенденция локализации тел непосредственно рудоносных ультраредкометалльных лейкогранитов на флангах осевых зон купольных поднятий, в центральных частях которых размещаются массивы редкометалльных гранитов главной интрузивной фазы.

5. Количественные геохимические показатели степени обогащения рудоносных лейкогранитов редкими элементами позволяют определять ведущие рудогенные элементы сопровождающего оруденения и оценивать вероятную степень его промышленной перспективности.

6. Наиболее вероятной причиной обогащения некогерентными гранитофильными редкими элементами гранитов изученных рудоносных систем являлся флюидный глубинный привнос этих элементов, при обязательном участии и воздействии которого и формировались коровые интрузивные магматические очаги редкометалльных рудоносных гранитов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 00-05-64504 и 03-05-65041).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Иерархия** геологических тел (терминологический справочник). Хабаровск, Хабар. кн. изд-во, 1978, 679 с.
2. **Потапьев В.В.** Внутреннее строение и рудоносность гранитного массива // Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, Наука, 1971, с. 5—90.
3. **Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас М.М. и др.** Хангилайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье // Петрология, 1994, т. 2, № 1, с. 68—87.
4. **Геологическая карта СССР** м-ба 1:200 000. Сер. Восточно-Забайкальская, лист М-50-VII. М., Главное управление геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР, 1983.
5. **Гребенников А.М.** Орловское танталовое месторождение // Месторождения Забайкалья, Т. 1, кн. 2. М., Геоинформмарк, 1995, с. 96—107.
6. **Темников Ю.И.** Структурные особенности редкометалльных гранитных массивов Восточной Сибири. М., Недра, 1972, 153 с.
7. **Рудные месторождения СССР**, Т. 3 / Ред. В.И. Смирнов. М., Недра, 1978, 496 с.
8. **Гребенников А.М.** Спокойнинское вольфрамовое месторождение // Месторождения Забайкалья, Т. 1, кн. 1. М., Геоинформмарк, 1995, с. 106—116.
9. **Костицын Ю.А., Зарайский Г.М., Аксюк М.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 (Тез. докл. I российской конференции по изотопной геохронологии). М., ГЕОС, 2000, с. 185—188.
10. **Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В.** Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. М., Недра, 1987, 438 с.
11. **Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др.** Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li—F гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 401—430.

12. **Штейнберг Д.С.** О классификации гранитоидов и гранитов // Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1975, с. 3—10.
13. **Геологическая съемка интрузивных образований.** Л., Недра, 1972, 319 с.
14. **Левицкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А.** Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, 122 с.
15. **Turekian K.K., Wedepohl K.H.** Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, № 2, p. 175—192.
16. **Виноградов А.П.** Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7, с. 557—571.
17. **Козлов В.Д.** Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М., Наука, 1985, 304 с.
18. **Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 267 с.
19. **Балашов Ю.А.** Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М., Наука, 1985, 221 с.
20. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.
21. **Беус А.А., Северов Е.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.** Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 261 с.
22. **Коваленко В.И., Коваленко Н.И.** Онгониты. М., Наука, 1976, 127 с.
23. **Таусон Л.В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 279 с.
24. **Козлов В.Д., Сवादковская Л.Н.** Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1977, 251 с.
25. **Гладков В.Г.** Об особенностях строения и формирования Кулиндинской интрузии верхнеюрского возраста (Восточное Забайкалье) // Добыча и обработка руд редких, цветных и благородных металлов. М., Недра, 1965, с. 101—117. (Тр. ИргирРЕДМЕТ, вып. 13).
26. **Менакер Г.И.** Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье // Геология рудных месторождений, 1972, № 6, с. 3—16.
27. **Козлов В.Д., Сवादковская Л.Н., Карпов И.К.** Слюдь магматитов Забайкалья (вопросы генезиса и рудоносности гранитоидов). Новосибирск, Наука, 1978, 150 с.
28. **Козлов В.Д.** Сравнительная геолого-геохимическая оценка потенциальной рудоносности гранитоидов и продуктивность Sn-W оруденения (Центральная Европа, Забайкалье, Чукотка) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 6, с. 857—868.
29. **Гребенников А.М.** Дедовогорское вольфрамовое месторождение // Месторождения Забайкалья, Т. 1, кн. 1. М., Геоинформмарк, 1995, с. 117—124.
30. **Красников В.И.** Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959, 411 с.
31. **Гребенников А.М.** Чалотское бериллий-редкометалльное пегматитовое месторождение // Месторождения Забайкалья, Т. 1, кн. 2. М., Геоинформмарк, 1995, с. 108—115.
32. **Гребенников А.М.** Малокулиндинское танталовое пегматитовое месторождение // Там же, с. 116—124.
33. **Рейф Ф.Г.** Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М., Недра, 1990, 181 с.
34. **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.
35. **Козлов В.Д.** Отражение особенностей геохимической эволюции варисского гранитоидного магматизма в металлогении Богемского массива // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 5, с. 459—475.
36. **Щеглов А.Д.** Металлогения областей автономной активизации. М., Недра, 1968, 180 с.
37. **Овчинников Л.Н.** Краткий обзор геологических процессов редкометалльного рудообразования // Месторождения литофильных редких металлов. М., Недра, 1980, с. 456—478.
38. **Щеглов А.Д., Говоров И.Н.** Нелинейная металлогения и глубины Земли. М., Наука, 1985, 325 с.
39. **Летников Ф.А.** Сверхглубинные флюидные системы Земли // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 4, с. 291—307.

*Рекомендована к печати 9 августа 2004 г.
Г.Н. Аношиньм*

*Поступила в редакцию 27 ноября 2003 г.,
после доработки — 7 июля 2004 г.*