



ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ЧИНДАГАТУЙСКОГО МАССИВА ЮГА ГОРНОГО АЛТАЯ

А. И. Гусев¹, Н. И. Гусев²

¹Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В. М. Шукшина, Бийск Россия; ²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Приведены данные по петро-геохимии и петрологии Чиндагатуйского массива юга Горного Алтая. Массив сложен гранитами умеренно-щелочными ранней фазы и лейкогранитами поздней. Породы относятся к пералюминиевому и железистому типам анорогенных моношпатовых гиперсольвусных гранитоидов. Во всех породах массива повышены концентрации Ga, Nb, Cs, Zr, Ba, что характерно для анорогенных гранитоидов. По соотношению изотопов стронция и неодима гранитоиды относятся к Sr-обогащенному и Nd-деплементированному типам. На канонических диаграммах породы массива попадают в поле A₂-типа. Они формировались в постколлизивной обстановке, вызванной функционированием плюма. Генерация пород массива протекала по сложному сценарию: экстремальная дифференциация базальтового расплава, контаминация коровым материалом, представленным ортоамфиболитами и метаграувакками древней вулканической дуги. С гранитоидами массива связано кварцево-грейзенное вольфрам-молибденовое месторождение, включающее около 100 жил. Рудные минералы представлены вольфрамитом, молибденитом, шеелитом, висмутином, самородным висмутом, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, тетраэдритом, реже – бериллом, виттихенитом, сфалеритом, тетрадимитом, касситеритом. Температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце жильных образований 320–340 °С. В рудных минералах (пирите, халькопирите, берилле) проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ W-типа, свойственного высоководным флюидам. Кристаллизация минералов протекала в условиях, не подчинявшихся заряд-радиус-контролируемому поведению химических элементов в гидротермальных растворах.

Ключевые слова: анорогенные гранитоиды, граниты, умеренно-щелочные граниты, лейкограниты, дифференциация базальтовой магмы, контаминация корового материала, изотопы Sr, Nd, грейзены, вольфрамит, молибденит.

PETROLOGY AND ORE CONTENT OF THE CHINDAGATUYSKY MASSIF IN THE SOUTH OF GORNY ALTAI

A. I. Gusev¹, N. I. Gusev²

¹Shukshin Altai State Humanities Pedagogical University, Biysk, Russia; ²A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

The paper discusses the petrogeochemistry and petrology data on the Chindagatuysky massif in the south of Gorny Altai. The massif is composed of early-phase medium-alkaline granites and late-phase leucogranites. The rocks are peraluminous type and ferrous type of androgenic monospathic hypersolvus granitoids. All rocks of the massif have Ga, Nb, Cs, Zr, and Ba increased concentrations, which is a characteristic of anorogenic granitoids. The granitoids are strontium-rich and neodymium-depleted. Canonic diagrams include the rocks to the A₂-type field, which implies formation under postcollision conditions driven by plume activity. The rock generation scenario is complicated: extreme differentiation of basaltic melt, contamination with crust material represented by orthoamphibolites and metagreywacke of an ancient volcanic arc. The granitoids host a quartz-greisen-wolframite deposit, which comprises about 100 veins. Ore minerals include wolframite, molybdenite, scheelite, bismuthine, native bismuth, pyrite, arsenic pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite, rarer beryl, wittichenite, sphalerite, tetradymite, and cassiterite. Homogenisation temperature of gas-liquid inclusions in quartz in vein formations varies from 320 °C to 340 °C. In ore minerals (pyrite, chalcopyrite, beryl), there is the tetrad effect of REE fractionation of W type, which is a characteristic for highly aqueous fluids. Minerals were crystallised under conditions of chemical elements revealing non-CHARAC behaviour in hydrothermal solutions.

Keywords: anorogenic granitoids, granites, medium-alkaline granites, leucogranites, differentiation of basaltic magma, crust material contamination, isotopes of Sr, Nd, greisen, wolframite, molybdenite.

DOI 10.20403/2078-0575-2017-4-71-79

Чиндагатуйский массив является петротипическим интрузивом одноименного комплекса, включающего также массивы Акалахинский, Орочаганский, Калгутинский, Джулалю. Он располагается в области развития относительно молодого для Алтая магматизма, с которым пространственно и парагенетически связаны различные типы оруденения (Li, Ta, Nb, Mo, W) [1]. Массив изучался

в конце XX в., однако общие геохимические и петрологические представления отсутствуют, а некоторые данные по геохимии и петрологии устарели. Цель настоящего исследования – осветить новые данные по петро-геохимии, петрологии и оруденению Чиндагатуйского массива, перспективного на обнаружение оруденения молибдена и вольфрама.

**Геология и петро-геохимия
Чиндагатуйского массива**

На территории российской части Горного Алтая массив занимает бассейн р. Чиндагатуй (рис. 1), имеет сложную форму и фиксируется отрицательной гравиметрической аномалией. По данным В. И. Тимкина, гранитоиды всех фаз характеризуются очень устойчивым структурно-текстурным обликом. Массив имеет трехфазное строение. На одноименном месторождении строение массива зональное: ранние фазы занимают периферическое положение, а последующие отличаются центробежным характером распределения с обособлением наиболее поздних фаз в эпицентре зональности. Зональность плутонов интерпретируется как результат химической дифференциации и скорости поступления последовательных фаз. При быстром поступлении фаз и отдельных пульсаций предыдущие дифференциаты не успевают закристаллизоваться и более поздние фазы легко их прорывают и располагаются в центре плутонов, формируя нормальную зональность [16], как и в изучаемом массиве в районе Чиндагатуйского месторождения.

Значительная часть массива сложена гранитоидами, относимыми к породам 1-й (главной) фазы, которая представлена биотитовыми и двуслюдяными гранитами и меланогранитами средне-крупнозернистой и порфириформной до грубопорфириформной текстуры с фенокристаллами микроклина и плагиоклаза. Размеры порфириформных выделений достигают 3–5, иногда и 8 см в поперечнике. Для пород главной фазы характерны сильные вариации содержания мусковита. Иногда среди пород 1-й фазы отмечаются умеренно-щелочные граниты. В эндоконтактной части массива в интервале 1–3 м развиты породы гранит-порфириформного облика. К породам 2-й фазы отнесены двуслюдяные слабо порфириформные граниты и лейкограниты с более крупными кристаллами плагиоклаза (до 3–4 см) с повсеместным присутствием турмалина. Акцессорными минералами в породах 1-й фазы являются циркон, ильменорутит, ильменит и зерна гематита и магнетита. Спектр акцессориев в породах второй фазы тот же, что и в гранитах первой, за исключением турмалина, который часто образует нодулы в лейкогранитах (его содержание достигает 900–980 г/т). Мелко-среднезернистые турмалин-мусковитовые лейкограниты 3-й фазы содержат (%): кварц 30–50, альбит 38–51, мусковит 10–20, турмалин 3–6, апатит 1–2. Акцессории в лейкогранитах представлены цирконом, сфеном, шеелитом, пиритом, халькопиритом, редко топазом.

Ранее абсолютный возраст гранитоидов Чиндагатуйского массива по данным U-Pb (по циркону) и Ar-Ag (по биотиту и мусковиту) методов определялся в интервале от 190 до 201 млн лет (нижняя юра). Новые определения U-Pb методом по циркону из двуслюдяных гранитов массива Джулалю и гранит-порфиров Орочаганского массива, также

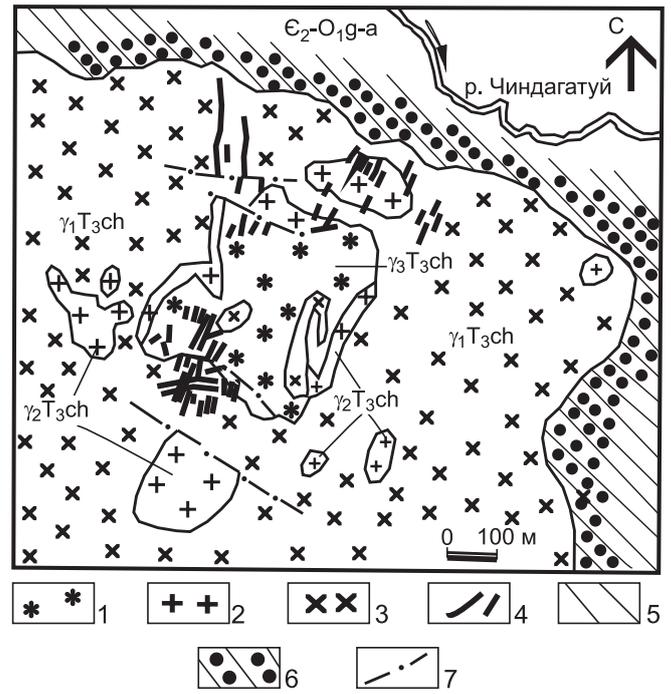


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Чиндагатуй (составлена авторами с учетом данных Н. И. Большакова)

1 – лейкограниты с турмалином 3-й фазы; 2 – граниты 2-й фазы; 3 – порфириформные граниты 1-й фазы; 4 – кварцево-грейзеновые жилы с вольфрамитом и молибденитом; 5 – осадочные образования горно-алтайской серии; 6 – роговики по глинистым сланцам и алевролитам горно-алтайской серии; 7 – разломы

относящихся к чиндагатуйскому комплексу, показали $206 \pm 2,5$ и $203 \pm 3,8$ млн лет (поздний триас) соответственно [3]. Близкие возрастные датировки получены группой исследователей для биотитов в результате Ar-Ag изотопного исследования главной фазы гранитов Калгутинского массива ($201,8$ и $202 \pm 2,1$ млн лет) [4].

Во всех гранитоидах массива фиксируется относительно невысокий уровень щелочности (по группам пород различной кремнекислотности (от 68 до 75 %) средние значения $Na_2O + K_2O = 7,3-7,6$ %) высокоглиноземистых пород известково-щелочной серии с единичными отклонениями к умеренно-щелочным и низкощелочным породам. Характерны стабильные повышенные значения коэффициента калиевости (0,47–0,52) и невысокие значения коэффициента агапитности (0,69–0,71) при небольшом снижении коэффициентов известковистости от меланогранитов к лейкогранитам (от 0,12 до 0,07), окисленности железа (от 0,32 до 0,14) и при повышении коэффициентов железистости (от 0,59 до 0,78) и глиноземистости (индекс Шенда от 1,17 до 1,24). Представительные анализы Чиндагатуйского массива сведены в табл. 1.

Отношения U/Th во всех породах менее 1, что указывает на отсутствие наложенных гидротермальных изменений на анализируемые породы. Для пород массива характерны повышенные суммарные



Таблица 1

Химические составы пород Чиндагатуйского массива (оксиды в мас. %, элементы в г/т) по [2]

Компонент	Порода								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	70,3	70,1	71,61	72,3	71,48	73,55	74,57	74,65	74,5
TiO ₂	0,37	0,4	0,29	0,33	0,25	0,18	0,17	0,21	0,07
Al ₂ O ₃	14,1	14,2	14,11	13,96	14,3	14,1	13,15	13,25	14,25
Fe ₂ O ₃	0,7	0,71	0,73	0,74	0,41	0,16	0,2	0,55	0,21
FeO	3,8	3,9	2,5	2,27	2,35	2,18	2,38	1,84	1,6
MnO	0,05	0,05	0,06	0,09	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
MgO	0,6	0,55	0,53	0,5	0,4	0,39	0,38	0,43	0,16
CaO	1,1	1,0	1,15	0,98	1,1	0,79	0,95	0,82	0,31
Na ₂ O	2,97	3,1	3,2	2,9	3,3	2,7	2,75	3,05	3,74
K ₂ O	5,1	4,8	4,8	4,65	5,4	4,8	4,45	3,99	4,1
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,32	0,24	0,22	0,26	0,18	0,22	0,16
Cr	35	33	25	21	18	20	20	19	19
V	52	54	55	51	40	48	45	42	41
Ni	8	9,1	6	4	3	5	4	3	5
Co	7	7,2	5	4	2	3	4	4	5
Pb	2	2,4	3	2	2	1	2	2	2
Cu	2	5,6	2	2	3	2	2	3	2
Zn	8	10	7	6	4	5	4	7	6
Mo	1,2	1,3	5,2	5,1	5,5	1	2	1	1
W	2,4	2,6	6,1	7,8	8,1	3,6	3,0	2,8	2,3
Zr	203	206	210	220	250	200	212	220	232
Ba	855	840	830	840	800	810	823	812	831
Ga	19	20	21	21	20	21	22	22	21
Nb	20,7	21	22	23	20,0	19	20,3	21,5	22
Be	5,6	6,0	5,5	5,2	6,3	5,0	4,8	5,0	5,1
Ta	3,5	3,6	3,2	3,4	3,3	5,4	4,8	3,3	3,2
Li	144	150	154	143	165	115	111	118	110
Cs	43	45	40	38	56	59	60	62	61
Rb	334	332	320	310	380	350	340	332	321
Sr	152	156	140	135	133	110	90	95	96
Hf	5,5	6,0	5,2	5,3	5,1	3,5	3,3	3,4	3,2
Y	45	45,5	44,8	49,2	40,7	23,2	24	18	17
U	8,5	8,6	8,2	8,1	15,0	16,2	16,3	17,1	14,5
Th	28,2	27,9	26,1	27	30,3	19,7	21,4	22,5	26,1
La	35,5	36,2	44,5	41,1	40,5	34,8	41,8	39,1	28,5
Ce	95,2	94,6	93,6	106,3	105,1	98,0	108,5	104,0	96,2
Pr	8,7	8,2	7,7	10,7	10,6	9,5	10,8	9,7	7,7
Nd	30,3	32,5	35,1	38,1	38,0	33,9	39,0	34,6	28,1
Sm	6,2	6,8	7,9	8,1	8,05	6,8	7,96	7,1	5,7
Eu	0,95	0,92	1,1	1,1	1,09	0,68	1,15	1,02	0,65
Gd	5,5	6,0	7,5	7,4	7,3	5,6	7,02	6,2	4,4
Tb	1,93	1,8	2,3	2,02	2,03	1,74	2,08	1,94	3,7
Dy	4,96	5,0	4,5	6,3	6,28	3,43	6,52	5,6	3,3
Ho	1,1	1,2	0,95	1,2	1,19	0,6	1,2	1,08	0,6
Er	2,9	3,0	2,8	3,02	3,03	1,5	3,5	3,2	1,5
Tm	0,48	0,49	0,5	0,49	0,48	0,22	0,54	0,47	0,22
Yb	3,1	3,3	4,5	3,3	3,4	1,4	3,7	3,1	1,8
Lu	0,4	0,42	0,5	0,47	0,47	0,3	0,55	0,46	0,48
U/Th	0,30	0,3	0,31	0,3	0,49	0,82	0,76	0,76	0,56
ΣTR	211,22	245,9	237,25	257,8	247,22	200,67	237,32	214,57	166,85
(La/Yb) _N	7,5	7,7	6,5	8,2	7,9	16,5	7,4	8,3	10,5
(La/Sm) _N	3,51	3,58	3,45	3,11	3,08	3,14	3,22	3,37	3,07
Eu/Eu*	0,0385	0,046	0,0257	0,0254	0,0257	0,0247	0,0285	0,032	0,0359

Примечания. 1. Породы: 1–2 – порфиридные граниты 1-й фазы, 3–4 – граниты, 5 – умеренно-щелочной гранит 2-й фазы, 6–9 – лейкограниты с турмалином 3-й фазы. 2. Значения РЗЭ нормированы по хондриту по [5]; Eu* = (Sm_N+Gd_N)/2. 3. Силикатный анализ на главные компоненты химическим методом выполнен в лаборатории Западно-Сибирского испытательного центра (Новокузнецк); на микроэлементы – методом ICP-MS в лаборатории ИМГРЭ (Москва).

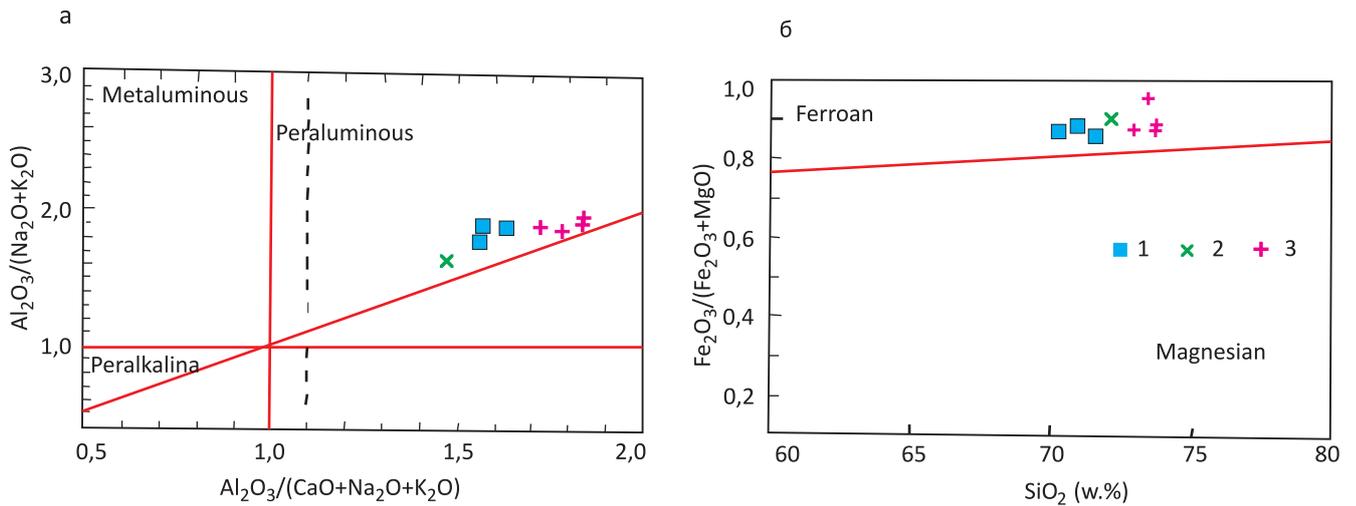


Рис. 2. Диаграммы для пород Чиндагатуйского массива: а – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ по [13], б – $\text{SiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ по [17]

Породы: 1 – граниты, 2 – умеренно-щелочные граниты, 3 – лейкограниты

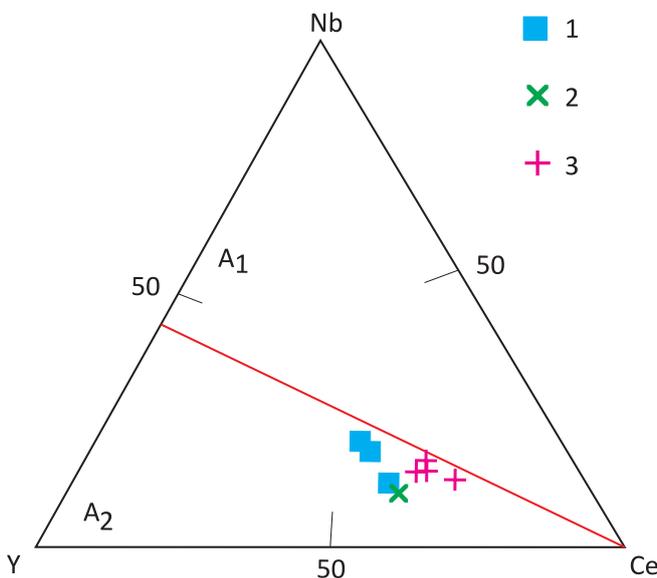


Рис. 3. Диаграмма Y–Nb–Ce по [7] для пород Чиндагатуйского массива

Поля гранитоидов по [7]: A₁ – анорогенные гранитоиды A₁-типа рифтов, мантийных горячих точек и плюмов; A₂ – анорогенные гранитоиды A₂-типа постколлизийных обстановок, связанных с функционированием плюмов; породы Чиндагатуйского массива: 1 – граниты, 2 – умеренно-щелочные граниты, 3 – лейкограниты

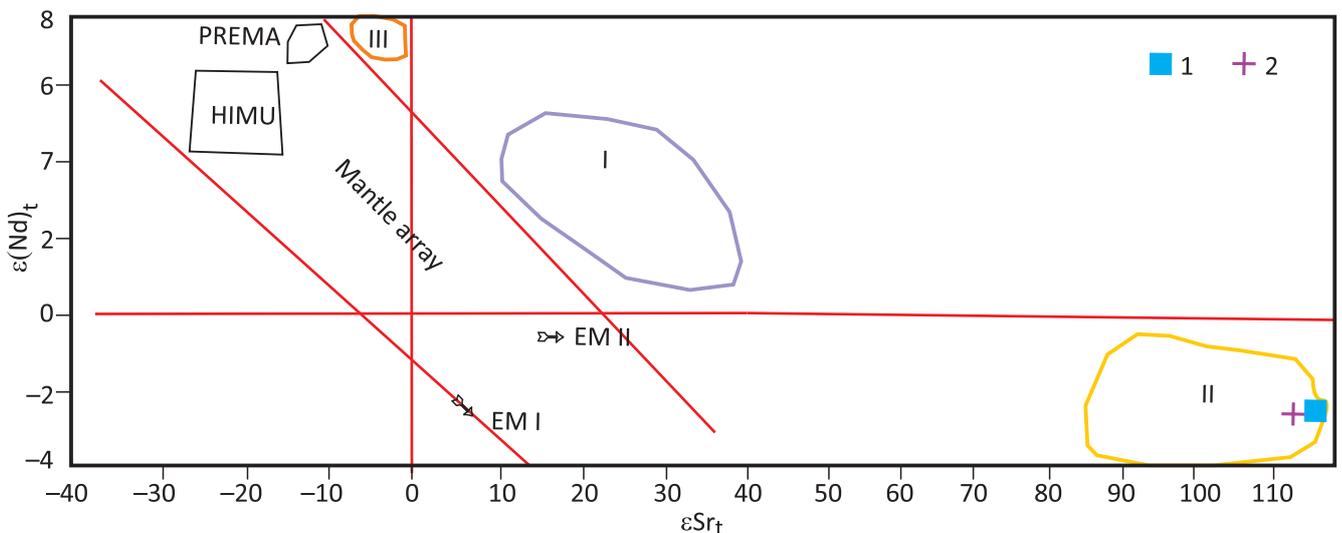


Рис. 4. Диаграмма $\epsilon\text{Sr}(t)-\epsilon\text{Nd}(t)$ для анорогенных гранитоидов по [1]

Типы мантии по Зиндлеру и Харту [18]: EM I и EM II – обогащенная мантия типов I и II; PREMA – примитивная мантия; HIMU – мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением; I, II, III – подтипы анорогенных гранитоидов по степени изотопной обогащенности и деплетированности по [1]; породы Чиндагатуйского массива: 1 – граниты, 2 – лейкограниты

концентрации РЗЭ (от 166 до 257 г/т). Нормированные отношения $(La/Yb)_N$ повышены (от 6,5 до 16,5), что свидетельствует о дифференцированном типе распределения легких и тяжелых РЗЭ. Отношения Eu/Eu^* в породных типах варьируют от 0,0247 до 0,046 – это намного ниже, чем в хондритах. Все породы массива имеют повышенные концентрации Ga, Nb, Cs, Zr, Ba, что характерно для анорогенных гранитоидов.

На диаграмме $A/NK-A/CNK$ все породные типы Чиндагатуйского массива локализуются в пределах пералюминиевых гранитов (рис. 2, а).

Соотношение $SiO_2-Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ показывает, что точки составов пород Чиндагатуйского массива располагаются в поле железистых разностей (см. рис. 2, б).

На диаграмме $Y-Nb-Ce$ все породы Чиндагатуйского массива локализуются в поле анорогенных гранитов A_2 -типа (моношатовых гиперсольвусных), которые типичны для постколлизийных обстановок, вызванных функционированием плюма (рис. 3).

Нами проанализирован лейкогранит с турмалином Чиндагатуйского массива на соотношение изотопов стронция и неодима: $\epsilon(Nd)_t = -1,7$, а $\epsilon(Sr)_t = +118,2$. Близкие данные приведены в [12] для гранита: $(Nd)_t = -1,8$, а $\epsilon(Sr)_t = +121,3$. На составленной нами [1] диаграмме соотношений $\epsilon(Nd)_t$ и $\epsilon(Sr)_t$ фигуративные точки составов пород попадают в поле II, отвечающее деплетированным значениям неодима и обогащению стронцием (рис. 4). Этой ситуации соответствует крайне высокая степень контаминации корового материала.

Рудоносность Чиндагатуйского массива

С Чиндагатуйским массивом пространственно и парагенетически связано грейзеновое вольфрам-молибденовое оруденение, представленное несколькими проявлениями и месторождением Чиндагатуй, которое расположено в правом борту долины одноименной реки на склоне горы Молибдек. Оно представлено многочисленными (около 100) жилами кварца, сопровождающимися грейзенизацией, 15 жил имеют промышленные содержания редких элементов. Жилы образуют полосу шириной около 400 м и протяженностью более 1 км. Длина отдельных жил варьирует от 100 до 470 м, мощность жил – от 0,05 до 0,81 м (средняя 0,3 м). Простираются жилы северо-восточное $20-40^\circ$ с крутыми углами падения.

Минеральный состав жил (%): кварц 80–90, мусковит 5–10, альбит 1–2, эпидот 0,5–1, флюорит 1–2, кальцит, сидерит 1–2. Содержание вольфрамитов в жильной массе колеблется от долей и первых % до первых десятков %, образуя отдельные крупные гнезда почти мономинеральных агрегатов. Вольфрамитовые руды визуальнo представляют собой неравномерно-зернистые и неоднородные образования с прожилково-вкрапленной, полосчатой, брекчиевидной, гнездовой текстурами. Структура

изменяется от тонко- до крупнозернистой. Химический состав вольфрамитов (%): FeO 22,6–23,65, MnO 0,79–1,15, WO_3 75,2–76,3. По составу вольфрамиты относятся к группе ферберита с отношением гюбнеритового и ферберитового миналов от 0,03 до 0,1. Молибденит образует вкрапленность и гнезда размерами от 2 мм до 2 см. Нередки «розетки» молибденита диаметром до 3 см. В грейзенах различимы две генерации флюорита: ранняя светло-малиновая и поздняя фиолетовая. Рудные минералы представлены вольфрамитом, молибденитом, шеелитом, висмутином, самородным висмутом, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, тетраэдритом, реже бериллом, виттихенитом, сфалеритом, тетрадимитом, касситеритом. Содержания молибденита и вольфрамитов в рудах неравномерное: отдельные жилы мономинеральные (молибденит и вольфрамит), остальные комплексные. Содержания молибдена 0,1–0,61 % (среднее 0,28 %), триоксида вольфрама 0,18–0,6 % (в среднем 0,41 %), висмута 0,005–0,1 % (среднее 0,01 %). С глубиной содержания молибдена увеличиваются. Температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце жильных образований варьируют от 320 до 340 °С.

Химический состав некоторых рудных минералов месторождения приведен в табл. 2.

По уровням содержаний суммы редкоземельных элементов выделяются две группы минералов: с низкими (пирит, халькопирит, вольфрамит, бе-

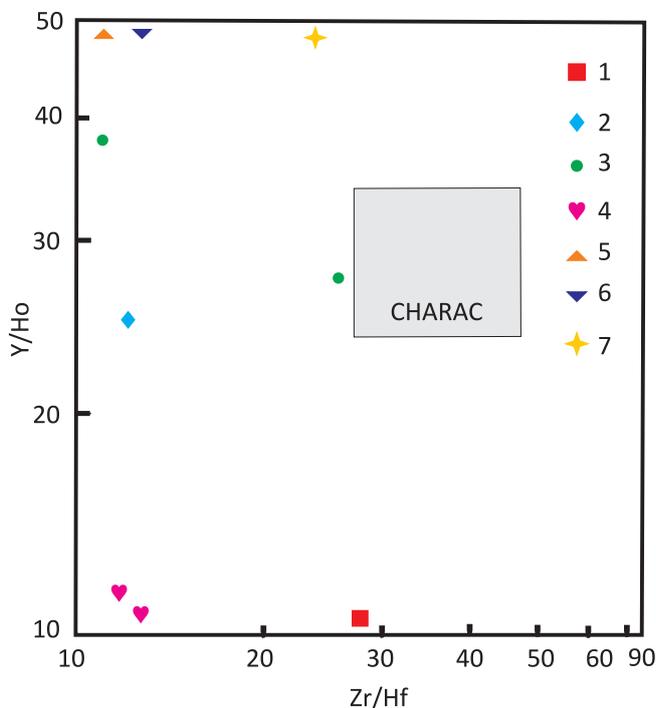


Рис. 5. Диаграмма соотношений $Y/Ho-Zr/Hf$ по [6] для рудных минералов Чиндагатуйского месторождения. Серое поле на диаграмме (CHARAC) отвечает заряд-радиус-контролируемому поведению химических элементов; минералы: 1 – пирит; 2 – халькопирит; 3 – молибденит; 4 – вольфрамит; флюорит: 5 – светло-малиновый 1-й генерации, 6 – фиолетовый 2-й генерации; 7 – берилл



Таблица 2

Содержания элементов-примесей в минералах Чиндагатуйского месторождения (г/т)

Компонент	Минерал								
	Pу	Ср	Мо		Wolf		Fl _{свет}	Fl _{фиолет}	Вег
Be	139	12,2	120	124	3,61	1,69	1,65	37	–
V	5,6	4,9	13,5	12,5	7,6	7,8	3,56	12,5	17,9
Rb	97,2	13,5	391	397	5,3	3,9	6,5	22,7	43,3
Sr	6,5	5,1	5,5	3,5	7,5	5,5	350	45,2	5,3
Y	2,66	5,3	16,2	15,2	16,1	12,9	350	16,8	4,9
Zr	8,2	6,5	8,5	4,5	36,5	35,1	19,5	10,5	6,1
Nb	3,1	2,5	24,2	14,2	1289	1290	22,5	13,5	3,1
Mo	461	210	–	–	341	345	18,5	178	240
Ba	22,2	3	35,6	25,9	5,6	4,6	15	58,9	13,2
Sc	18,6	22,8	3,9	4,7	875	278	7,9	2,8	3,6
La	1,63	4,32	58,7	58,5	2,41	0,49	84,5	2,8	1,8
Ce	1,2	1,54	158	167	0,7	0,68	95	1,9	2,3
Pr	0,28	0,65	25,7	23	1,21	0,25	6,92	0,36	0,2
Nd	1,75	0,8	99,9	100,7	1,65	0,85	17,8	1,95	0,8
Sm	0,3	0,62	14,9	14,4	0,21	0,22	3,7	0,3	0,3
Eu	0,028	0,024	1,8	1,9	0,07	0,08	1,14	0,83	0,04
Gd	0,21	0,48	8,9	8,8	1,85	0,89	8,59	0,83	1,05
Tb	0,26	0,12	1,1	1,0	0,94	0,44	2,11	0,78	0,14
Dy	0,17	0,65	3,95	2,91	2,43	1,85	18,7	0,72	0,55
Ho	0,26	0,21	0,57	0,4	1,2	1,2	4,79	0,21	0,14
Er	0,05	0,17	0,98	0,95	1,25	1,32	16,2	0,36	0,33
Tm	0,012	0,05	0,15	0,13	0,66	0,76	2,37	0,45	0,07
Yb	0,87	1,01	1,91	1,61	2,69	2,65	14,1	1,28	0,37
Lu	0,9	0,57	0,21	0,21	0,75	0,69	2,2	0,32	0,04
Re	1,6	1,8	39	43	5,3	4,3	8,6	3,8	2,9
Hf	0,28	0,47	0,31	0,41	2,54	2,5	2,8	0,8	0,24
Ta	0,1	0,1	3,68	2,68	141,5	131,5	2,9	4,9	0,3
W	562	131	750	725	–	–	620	270	2,9
Th	1,95	0,38	25,8	26,8	3,59	3,55	3,75	0,9	0,51
U	13	0,91	2,6	2,3	28,4	26,8	1,3	0,5	0,8
Se	9,1	28,1	33,8	31,5	21,1	20,1	3,7	3,1	4,9
Te	11,9	18,9	25,4	26,9	12,6	10,6	4,7	3,0	3,8
Ag	210	190	95,9	95,2	84	88	23	10	21
Cd	114	56	5,3	3,9	4,9	4,8	5,5	3,7	4,0
In	2,9	12,9	6,7	4,9	4,1	3,6	2,9	2,1	2,5
Sb	88	2,8	2,2	2,5	2,8	2,5	3,0	2,2	1,8
Mn	560	320	2050	2070	4520	4550	46	205	1240
Bi	13,1	1570	25,7	15,7	17,1	15,7	4,8	3,1	7,6
Sn	121	34	6,2	5,2	4,8	4,9	5,5	4,1	11,3
ΣREE	10,58	16,51	376,8	396,7	34,12	25,27	628,1	29,89	13,03
(La/Yb) _N	1,24	2,82	20,3	23,99	0,59	0,13	3,95	1,44	3,2
(La/Sm) _N	3,33	4,27	2,41	2,49	6,97	1,45	13,97	5,74	3,67
Eu/Eu*	0,32	0,13	0,45	0,48	0,24	0,48	0,6	4,8	0,2
TE _{1,3}	0,73	0,86	1,09	1,07	0,87	0,92	1,0	1,0	0,79

Примечания. 1. Минералы: Pу – пирит, Ср – халькопирит, Мо – молибденит, Wolf – вольфрамит, Fl_{свет} – флюорит светло-малиновый, Fl_{фиолет} – флюорит фиолетовый, Вег – берилл. 2. TE_{1,3} – тетрадный эффект фракционирования PЗЭ как среднее между первой и третьей тетрадами по [11]. 3. Прочерк – элемент не определялся. 4. Анализы выполнены в лаборатории ИМГРЭ методами ICP-MS и ICP-AES, определение Re – кинетическим методом.

рилл, поздний флюорит) и с высокими (молибденит, ранний флюорит) концентрациями. Ранний (светло-малиновый) флюорит отличается от позднего (фиолетового) более высокими концентрациями Sr, Y, Nb, W, Ag и меньшими – Be, V, Rb, Mn. Кроме того, в раннем флюорите соотношение Eu/Eu^* меньше, чем в хондритах, а в позднем – намного выше, что указывает на трансформированный тип распределения РЗЭ. В раннем флюорите наблюдается сильно дифференцированный тип распределения легких РЗЭ к средним, что определяется по соотношению $(La/Sm)_N$ (см. табл. 2). В пирите, халькопирите и берилле проявлен тетрадный эффект фракционирования

редкоземельных элементов (ТЭФ РЗЭ) М-типа (значения меньше порогового 0,9) (см. табл. 2).

По соотношениям $Y/Ho-Zr/Hf$ составы всех рудных минералов попадают в поле заряд-радиус-неконтролируемого поведения элементов (рис. 5). Такое поведение элементов часто сопровождается проявлением лантанидного ТЭФ РЗЭ. Следует отметить, что указанные особенности (проявление ТЭФ РЗЭ и заряд-радиус-неконтролируемое поведение элементов) наблюдаются в минералах из высокодифференцированных гранитных магм, которые претерпели интенсивное гидротермальное или дейтерическое изменение [7, 11, 14, 15].

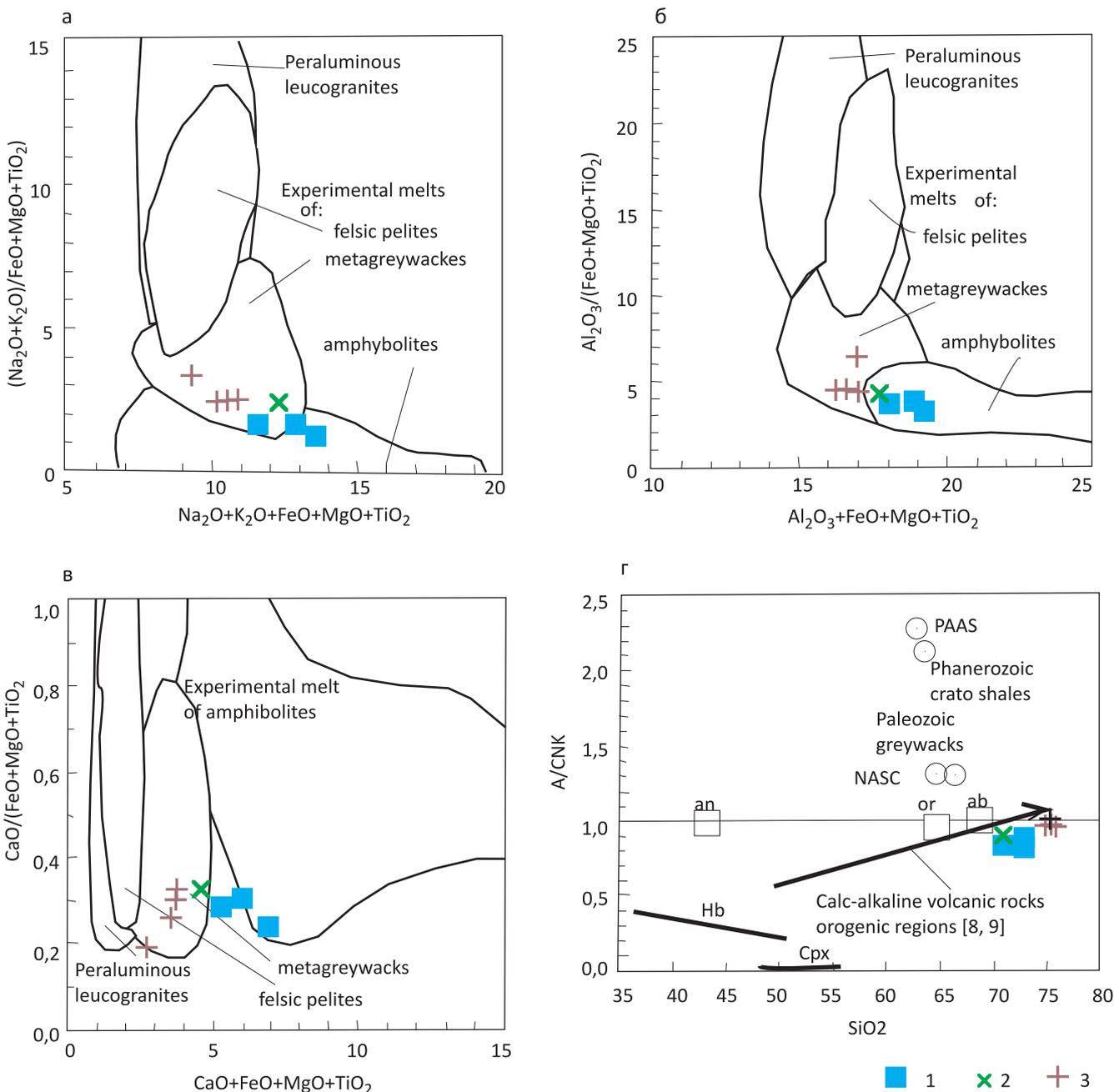


Рис. 6. Экспериментальные диаграммы для пород Чиндагатуйского массива: а–в – композиционных экспериментальных расплавов из плавления фельзических пелитов (мусковитовых сланцев), метаграувак и амфиболитов; г – SiO_2 -A/CNK Тренд известково-щелочного фракционирования вулканических пород орогенных регионов по [8, 9]; A – Al_2O_3 , CNK – сумма CaO, Na_2O , K_2O ; остальные усл. обозн. см. на рис. 2



Запасы категорий В+С₁+С₂ молибдена составили 548,6 т, триоксида вольфрама – 791,6 т; прогнозные ресурсы категории Р₁ до глубины 400 м – 667,5 и 651,6 т соответственно.

Интерпретация результатов

Полученные результаты указывают, что гранитоиды Чиндагатуйского массива относятся к пералюминиевому и железистому («ferroan») типам и формировались по сложному сценарию. В породах массива высокие содержания Nb (19–23 г/т), что свидетельствует об их образовании за счет плавления высокониобиевых базальтов (NEB). С одной стороны, они генерированы в результате экстремальной дифференциации базальтовых расплавов с увеличивающейся щелочностью и повышением давления в процессе дифференциации, а с другой – в результате сильной контаминации корового материала [10]. Таким коровым контаминантом могли служить амфиболиты и метаграувакки, что подтверждается анализом экспериментального плавления различных источников (рис. 6, а–в).

Амфиболитовая природа прослеживается для ранней фазы гранитов, а метаграувакковая – для поздних лейкогранитов и умеренно-щелочных гранитов. При этом предполагается значительное количество турмалина в граувакках, о чем свидетельствуют повышенные его концентрации в лейкогранитах. Соотношение SiO₂ и А/СНК указывает, что все породы массива тяготеют к тренду плавления известково-щелочных вулканических пород орогенных поясов (см. рис. 6, г). Этими вулканитами могли быть ортоамфиболиты. Плавление протекало с отделением альбита и образованием гиперсольвусных моношпатовых гранитов А-типа.

Чиндагатуйское месторождение, парагенетически связанное с гранитоидами массива, имеет состав, близкий к многим грейзеновым вольфрам-молибденовым объектам Алтая. В минералах (пирите, халькопирите, берилле) проявлен ТЭФ РЗЭ W-типа. Считается, что этот тип чаще всего связан с высоководными флюидами [1].

Выводы

Чиндагатуйский массив сложен гранитами, умеренно-щелочными гранитами и лейкогранитами, относящимися к пералюминиевому и железистому типу гранитоидов анорогенного (А-типа). Это моношпатовые гиперсольвусные граниты, сформировавшиеся в рамках сложного сценария: экстремальная дифференциация базальтового расплава и контаминация коровым материалом, представленным ортоамфиболитами и метаграувакками. Лейкограниты характеризуются повышенными концентрациями турмалина. Бор был заимствован, вероятно, при плавлении турмалин-содержащих граувакк. Геодинамическая обстановка лейкогранитов генерации близка к постколлизивной, вызванной функционированием плюма.

Вольфрам-молибденовое Чиндагатуйское месторождение имеет типичные черты кварцево-грейзеновых вольфрам-молибденовых объектов Алтайского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Гусев А. И.** Геохимия и петрология Чиндагатуйского массива юга Горного Алтая // Успехи современного естествознания. – 2014. – № 11, ч. 3. – С. 27–31.
2. **Гусев А. И., Гусев Н. И.** Анорогенные гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим. – Бийск: Изд-во АГАО, 2014. – 225 с.
3. **Калгутинское** редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез / А. А. Поцелуев, Л. П. Рихванов, А. Г. Владимиров и др. – Томск: STT, 2008. – 226 с.
4. **Раннедевонские** и мезозойские граниты Южного Горного Алтая: сходство и отличия / Н. И. Гусев, А. А. Круглова, А. Л. Пономарев и др. // Природные ресурсы Горного Алтая. – 2015. – № 1–2. – С. 5–26.
5. **Anders E., Greevesse N.** Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1989. – Vol. 53. – P. 197–214.
6. **Bau M., Dulski P.** Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviors in fluorine-rich hydrothermal fluids // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1995. – Vol. 119, no. 2. – P. 213–223.
7. **Eby G. H.** Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geology.* – 1992. – Vol. 20. – P. 641–644.
8. **Ewart A.** A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary – Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic rocks // *Trondjemites, Dacites and Related Rocks.* – Amsterdam, 1979 – P. 13–121.
9. **Ewart A.** The mineralogy and petrology of Tertiary – Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range // *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks.* – Chichester, 1982. – P. 25–95.
10. **Frost C. D., Frost B. R.** On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin // *Journal of Petrology.* – 2010. – Vol. 52, Issue 1. – P. 39–53.
11. **Irber W.** The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1999. – Vol. 63, no. 3/4. – P. 489–508.
15. **Sr-Nd** isotopic systematic of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan fold region / N. N. Kruk, S. N. Rudnev, S. A. Vystavnoi, S. V. Paleskiy // *Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia.* – Novosibirsk: GEO Publ., 2001. – P. 68–72.
12. **Maniar P. D., Piccoli P. M.** Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bul.* – 1989. – Vol. 101. – P. 635–643.

13. **Masuda A., Ikeuchi Y.** Lanthanide tetrad effect observed in marine environment // *Geochem. J.* – 1979. – Vol. 13. – P. 19–22.

14. **Partitioning** of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks / I. V. Veksler, A. M. Dorfman, M. Kamenetsky et al. // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 2005. – Vol. 69. – P. 2847–2860.

16. **Vigneresse J. L.** The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation // *Ore geology Reviews.* – 2007. – Vol. 30. – P. 181–216.

17. **Villaseca C., Barbero L., Herreros V.** A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts // *Trans. of Royal Soc. of Edinburgh Earth Science.* – 1998. – Vol. 89. – P. 113–119.

18. **Zindler A., Hart C.** Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1986. – Vol. 14. – P. 493–571.

REFERENCES

1. *Gusev A. I.* [Geochemistry and petrology of the Chindagatuysky massif in the south of the Gorny Altai]. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya – Successes of modern natural science*, 2014, no. 11, part 3, pp. 27–31. (In Russ.).

2. *Gusev A. I., Gusev N. I.* *Anorogennyye granitoidy: petrologiya, geokhimiya, flyuidnyy rezhim* [Anorogenic granitoids: petrology, geochemistry, fluid regime]. Bitysk, AGAO Publ., 2014. 225 p. (In Russ.).

3. *Potseluev A. A., Rikhvanov L. P., Vladimirov A. G., et al.* *Kalgutinskoe redkometall'noe mestorozhdenie (Gornyy Altai): magmatizm i rudogenenz* [Kalgutinskoye deposit of rare metals (Gorny Altai): magmatism and ore genesis]. Tomsk, STT Publ., 2008. 226 p. (In Russ.).

4. *Gusev N. I., Kruglova A. A., Ponomarev A. L., et al.* [The early Devonian and Mesozoic granites of the southern Gorny Altai: similarities and differences]. *Prirodnye resursy Gornogo Altaya – Natural resources of Gorny Altai*, 2015, no. 1–2, pp. 5–26. (In Russ.).

5. *Anders E., Greevesse N.* Abundances of the elements: meteoric and solar. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1989, vol. 53, pp. 197–214.

6. *Bau M., Dulski P.* Comparative-study of yttrium and rare-earth element behaviors in fluorine-rich

hydrothermal fluids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, vol. 119, no. 2, pp. 213–223.

7. *Eby G. H.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 1992, vol. 20, pp. 641–644.

8. *Ewart A.* A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary – Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic rocks. *Trondjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, 1979, pp. 13–121.

9. *Ewart A.* The mineralogy and petrology of Tertiary – Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, Chichester, 1982, pp. 25–95.

10. *Frost C. D., Frost B. R.* On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology*, 2010, vol. 52, issue 1, pp. 39–53.

11. *Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1999, vol. 63, no. 3/4, pp. 489–508.

15. *Kruk N. N., Rudnev S. N., Vystavnoi S. A., Paleskiy S. V.* Sr-Nd isotopic systematic of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan fold region. *Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia*. Novosibirsk, GEO Publ., 2001, pp. 68–72.

12. *Maniar P. D., Piccoli P. M.* Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, vol. 101, pp. 635–643.

13. *Masuda A., Ikeuchi Y.* Lanthanide tetrad effect observed in marine environment. *Geochem. J.*, 1979, vol. 13, pp. 19–22.

14. *Veksler I. V., Dorfman A. M., Kamenetsky M., et al.* Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 2005, vol. 69, pp. 2847–2860.

16. *Vigneresse J. L.* The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation. *Ore Geology Reviews*, 2007, vol. 30, pp. 181–216.

17. *Villaseca C., Barbero L., Herreros V.* A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Trans. of Royal Soc. of Edinburgh Earth Science*, 1998, vol. 89, pp. 113–119.

18. *Zindler A., Hart C.* Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, vol. 14, pp. 493–571.

© А. И. Гусев, Н. И. Гусев, 2017