НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО КАРАКОЛЬСКОЙ УРАН-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МАГМО-РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев
Алтайский государственный гуманитарно-педагогический
университет им. В.М. Шукшина, г. Бийск

ВВЕДЕНИЕ

В Горном Алтае имеется ряд перспективных месторождений различных металлов, которые изучались ещё в середине прошлого века. К числу таких месторождений относится комплексное уран-редкометалльное Каракольское месторождение. Необычность состава руд месторождения и давность его изучения послужили причиной для ревизионных работ на нём с целью использования современных лабораторных исследований руд и магматических образований. Автором в период 2015-2018 годов на месторождении проведены полевые работы и лабораторные исследования магматитов и руд, результаты которых и стали предметом данного сообщения.

Актуальность проведенных исследований не вызывает сомнений, так как Каракольское месторождение входит в перечень месторождений, учтённых Государственным балансом России по бериллию (из числа 11 объектов по России) [Куприянова и др., 2005], а также потому, что оно единственное месторождение на Алтае, представленное одновременно урановым и редкометалльным оруденением.

Цель исследования – провести полевые ревизионные работы, специализированное металлогеническое исследование и анализ современными прецезионными лабораторными методами магматических пород, руд и минералов Каракольского месторождения.

Известно, что бериллиевое и молибденовое грейзеновое оруденение связано с гранитоидным магматизмом [Куприянова и др., 2005; Коваленко и др., 1988; Станкеев, 1986], который обладает специфическими особенностями. Такие месторождения относятся к группе интрузивно-связанных.

МАГМАТИЗМ МЕСТОРОЖДНИЯ

Интрузивно-связанные рудные месторождения грейзенового типа представляют собой динамические системы, в которых магматические тела, рудные образования и околорудные метасоматические изменениявляются имманентными составляющими функционирования таких систем. К такому типу относится и Каракольское месторождение, в формировании которого наблюдается тесная связь магматизма, оруденения и метасоматитов.

Каракольское месторождение находится на водоразделе рек Усть-Куча, Колбалы и Солоновки. Оно было открыто и впервые изучено В. А. Кузнецовым (1941). Впоследствии оно изучалось А. И. Александровым (1947), В. А. Золотаревым, Я. А. Косалсом, В.И. Сотниковым, Е.И. Никитиной (1971).

Приурочено месторождение к одноименному интрузивному массиву площадью около 36 км^2. В его составе определены гранит-порфиры лейкогранит-порфиры биотитовые, мелкозернистые двуслюдяные лейкогранит-порфиры и жилы аплитов и редко аляскитов.

Массив имеет зональное строение. Известно, что характер зональности интрузивов интерпретируется как результат химической дифференциации и скорости поступления последовательных фаз из глубинного магматического очага. В случае быстрого поступления фаз и отдельных пульсаций предыдущие ингредиенты не успевают закристаллизоваться и более поздние фазы их легко прорывают и располагаются в центре плутонов с формирова-

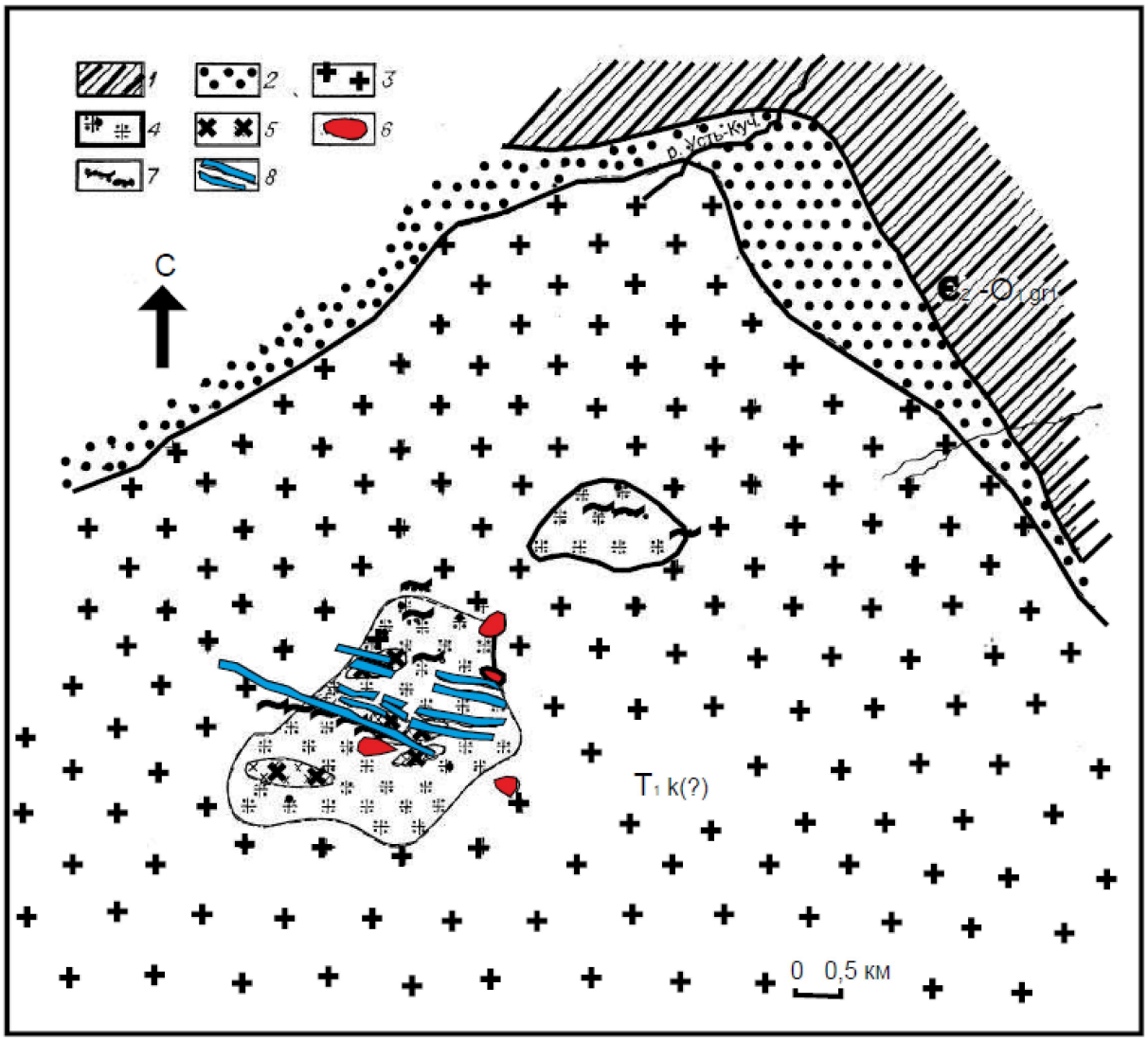

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Каракольского месторождения (составлена автором с учётом данных ГРП)

1 – песчаники, алевролиты и аргиллиты горно-алтайской серии; 2- роговики;гранитоидыКаракольского штока: 3 – двуслюдяные граниты с преобладанием биотита 2 фазы; 3 фаза: 4 – двуслюдяные лейкограниты с преобладанием мусковита; 5 – мусковитовыелейкограниты; 6 – мелкозернистые двуслюдяные лейкогранит-порфиры; 7 – дайки аплитов и аляскитов; 8 – кварцево-грейзеновые жилы.

нием нормальной зональности по [Vigneresse, 2007]. Такому сценарию отвечает формирование интрузивных фаз Каракольского штока (рис. 1).

Гранит-порфиры главной фазы имеют порфировидный облик, они серые с розоватым оттенком. Структура породы порфировая, основной ткани породы -гипидиоморфно-зернистая. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом. Основная ткань породы сложена кварцем, плагиоклазом 2 генерации, калиевым полевым шпатом, биотитом, мусковитом, редко роговой обманкой, эпидотом. Плагиоклаз вкрапленников зонален, образует призматические выделения размерами от 0,3 Ч0,9 до 0,5 Ч1,5 см. В ядре определяется андезин № 42-46, а по периферии – альбит № 8-9 в виде светлой каёмки до 0,05 мм шириной. Плагиоклаз 2 генерации коротко-призматический или таблитчатый относится к олигоклаз-андезину № 27-32. Амфибол определён как обыкновенная роговая обманка, которая часто замещается эпидотом и хлоритом.

Из акцессориев в гранит-порфирах присутствуют (г/т): магнетит (от 50 до 400), сфен (от 20 до 500), циркон (от 20 до 400), апатит (от 14 до 360). В единичных знаках отмечены ильменит, монацит, ортит, флюорит, турмалин, самородные висмут и свинец. Резкое преоб-

1. Химический состав гранитоидов Каракольского массива
(оксиды в мас %, элементы – в г/т)

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	71,31	73	72,7	72,5	73,6	74,2	73,7	74,8	75,8	76,2
TiO_2	0,24	0,25	0,17	0,19	0,11	0,09	0,12	0,093	0,042	0,03
Al_2O_3	14,49	14,1	14,6	14,53	14,7	14,6	14,4	13,7	13,7	13,64
Fe_2O_3	0,9	0,68	0,15	0,21	0,27	0,25	0,41	0,75	0,22	0,3
FeO	1,42	1,02	1,31	1,26	0,73	0,8	0,73	0,12	0,36	0,35
MnO	0,1	0,073	0,072	0,06	0,045	0,04	0,06	0,077	0,22	0,1
MgO	0,62	0,51	0,46	0,45	0,23	0,25	0,32	0,22	<0,1	0,12
CaO	1,35	1,31	1,36	1,34	0,96	0,92	1,15	1,1	0,71	0,68
Na_2O	4,04	3,02	3,57	3,8	3,8	3,76	3,77	3,72	4,48	4,42
K_2O	3,94	4,71	4,07	4,1	4,07	4,12	3,85	4,13	3,54	3,62
P_2O_5	0,24	0,2	0,24	0,28	0,26	0,27	0,25	0,22	0,095	0,08
Be	6,4	5,76	12,11	10,6	8,25	9,4	9,83	4,72	4,98	4,76
Sc	5,34	5,66	4,57	4,1	2,3	2,1	2,72	2,47	4,3	4,2
V	22,3	24	17,8	18,3	7,65	6,3	7,45	7,68	2,75	2,8
Cr	45,7	44,8	36,1	38,2	35,3	32,5	22,6	26,3	27,4	26,5
Co	4,2	3,52	2,99	3,03	1,09	0,97	1,39	1,09	<0,5	1,3
Ni	4,87	4,65	3,49	3,21	1,5	1,1	1,65	1,56	<1,0	1,2
Ga	20,5	19,8	17	18,4	19	18,6	17,9	20,6	21,6	23,1
Rb	304	297	294	303	309	312	249	396	374	382
Sr	95,7	87,9	93	87,5	80,3	78,4	105	85,3	2,44	5,3
Y	26,4	25,1	12,6	12,4	6,95	7,1	5,49	7,04	18	16,8
Zr	132	122	82,6	81,5	61	64,5	64,2	48,8	34,7	36,3
Nb	24,3	23,2	18,2	19,3	22	23,7	16,3	25,3	30,6	29,5
Cs	25,1	24,9	19,9	20,5	33,4	34,1	35,1	26,7	16,1	15,3
Ba	225	232	299	302	240	255	340	80,5	5,55	6,3
La	31,3	28,5	18,5	20,4	12,4	13,2	14,5	9,69	3,98	4,6
Ce	65,2	62,9	37,4	37,3	25,7	25,3	29,4	20,1	10,4	8,2
Pr	7,5	7,09	4,35	4,28	2,99	3,01	3,36	2,46	1,61	1,63
Nd	28,3	26	15,3	16,3	10,6	10,4	11,7	8,17	5,58	5,6
Sm	5,7	5,49	3,49	3,5	2,43	2,41	2,77	1,79	2,02	2,4
Eu	0,57	0,66	0,59	0,45	0,43	0,42	0,63	0,28	0,052	0,07
Gd	5,1	4,65	3,33	3,45	2,01	2,12	2,27	1,63	1,76	1,85
Tb	0,7	0,66	0,46	0,52	0,35	0,39	0,34	0,26	0,39	0,42
Dy	4,2	4,02	2,51	2,61	1,41	1,47	1,06	1,51	2,54	2,6
Ho	0,83	0,8	0,43	0,52	0,26	0,3	0,16	0,33	0,48	0,52
Er	2,54	2,59	1,04	1,13	0,62	0,7	0,39	0,85	1,49	1,55
Tm	0,42	0,39	0,14	0,32	0,089	0,1	0,039	0,14	0,4	0,47
Yb	2,94	2,87	1	1,6	0,62	0,84	0,39	1,08	3,6	4,0
Lu	0,51	0,44	0,12	0,34	0,085	0,1	0,054	0,18	0,56	0,54
Hf	3,94	3,83	2,79	2,93	2,08	2,6	2,1	1,92	3,17	3,3
Ta	3,55	3,42	3,73	3,62	4,81	4,91	3,98	6,38	4,35	4,4
W	2,76	2,8	2,65	2,72	3,83	3,95	2,77	5,16	3,51	3,7
Mo	4,98	4,44	2,74	2,95	3,71	3,84	2,18	1,99	1,91	2,3
Th	21,6	22	8,78	9,2	6,07	6,5	5,99	6,62	5,24	5,8
U	4,52	4,31	12	11,4	8,74	8,62	5,21	22,5	4,08	4,3
Cu	34,7	30,7	18,7	19,3	109	115	111	24,3	3,71	9,8
Pb	25,8	32,6	35,8	36,2	31,1	32,5	4,1	19,4	16,6	15,7
Zn	55,1	52,4	45,3	43,7	50,5	51,6	54,7	50,7	9,89	12,4
Sb	1,5	1,33	0,41	0,7	0,82	0,93	0,33	0,23	0,14	0,32
Sn	3,65	3,35	5,11	5,3	3,47	3,51	3,66	1,89	2,37	2,5
Li	162	153	259	267	218	223	229	162	60,8	55,7

Окончание таблицы 1.

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ag	0,073	0,066	0,093	0,084	0,12	0,1	0,12	0,053	0,052	0,04
Bi	0,52	0,46	0,85	0,74	1,01	0,83	0,41	0,26	0,2	0,27
∑REE	182,2	172,2	101,3	105,1	66,94	67,86	72,55	57,51	52,86	51,25
$(La/Yb)_N$	7,05	6,56	12,2	8,4	13,2	10,4	24,6	5,93	0,73	0,37
Eu/Eu*	0,32	0,39	0,08	0,098	0,58	0,56	0,76	0,5	0,53	0,39
$TE_{1,3}$	0,98	1,01	1,21	1,11	1,07	1,04	1,08	1,02	1,03	0,97
Sr/Y	3,6	3,5	7,4	7,0	11,5	11,04	19,1	12,`1	0,`13	0,31

Примечание. Анализы выполнены методами эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS и ICP-AES на спектрометре «OPTIMA-4300 в Лабораториях ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и ИМГРЭ (г. Москва). Нормализация относительно хондрита проведена по [Anders, Greevesse, 1989]. $TE_{1.3}$ – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ (среднее между первой и третьей тетрадами) по [Irber, 1999]; Eu*= $(Sm_N+Gd_N)/2$. 1-2- гранит-порфиры главной фазы; 2-3- жилы аплитов; 5-8- лейкогранит-порфиры биотитовые; 9-10 – мелкозернистые двуслюдяные лейкогранит-порфиры.

ладание магнетита над ильменитом позволяет относить гранитоиды массива к магнетитовому (окисленному) типу по [Ishihara, 1981].

Мелкозернистые лейкогранит-порфиры розовато-серые и светло-серые двуслюдяные массивные, местами неравномернозернистые породы. Состав: калиевый полевой шпат – 25-40 %, кварц – 30-36 %, альбит-олигоклаз – 30-33 %, роговая обманка – 2-3 %, биотит – 1-3 %, мусковит – 1-3 %. Редко присутствуют микрографические сростки кварца и калишпата размером до 2 мм. Изредка в калиевом полевом шпате проявлена «микроклиновая решётка». Биотит по химическому составу относится к ряду истонит-сидерофиллит. Акцессорные минералы – апатит, магнетит, ортит, циркон, редко сфен, монацит, турмалин, пирит, халькопирит, молибденит. Наиболее тесная пространственная связь грейзенового оруденения отмечается именно с этими двуслюдяными мелкозернистыми лейкогранит-порфирами.

Жилы аплитов маломощные (3-8 см) и непротяжённые (10-18 м). Аплиты светло-серые породы, иногда с желтоватым оттенком. Структура аплитовая, местами гипидиоморфно-зернистая. Состав (%): микроклин – 28-41, кварц - 33-38, альбит – 31-35, мусковит - 1-2.

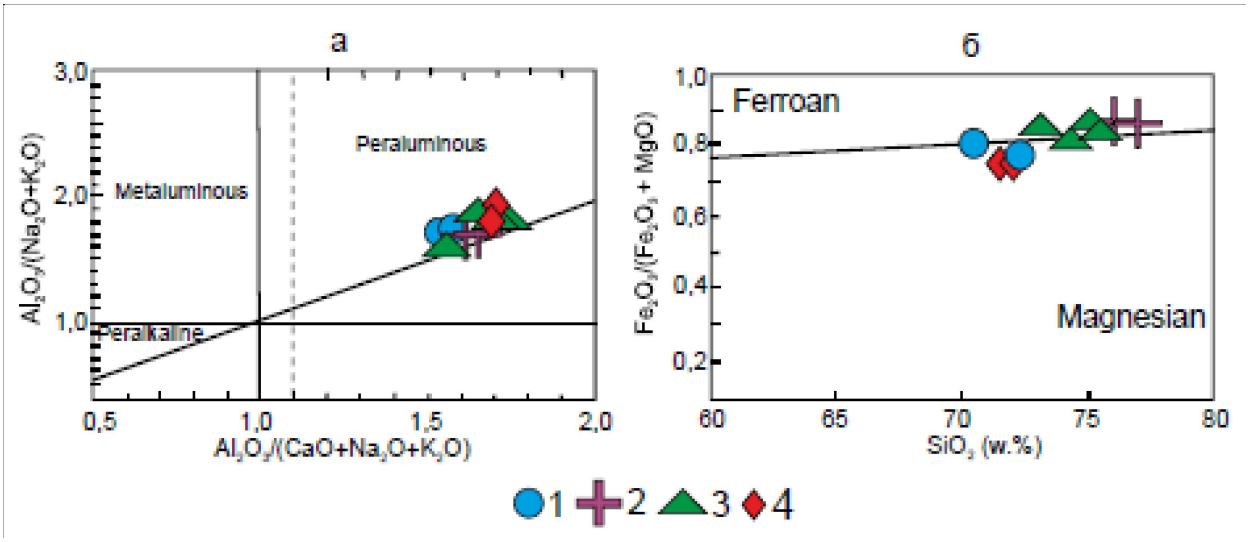

Рис. 2. Диаграммы $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ – $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (а) по [Maniar, Piccoli, 1989] и $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ – SiO_2 (б) по [Villaseca, 1998] для пород Каракольского массива

1 – гранит-порфиры главной фазы; 2 – жилы аплитов; 3 – лейкогранит-порфиры двуслюдяные; 4 – двуслюдяные гранит-порфиры.

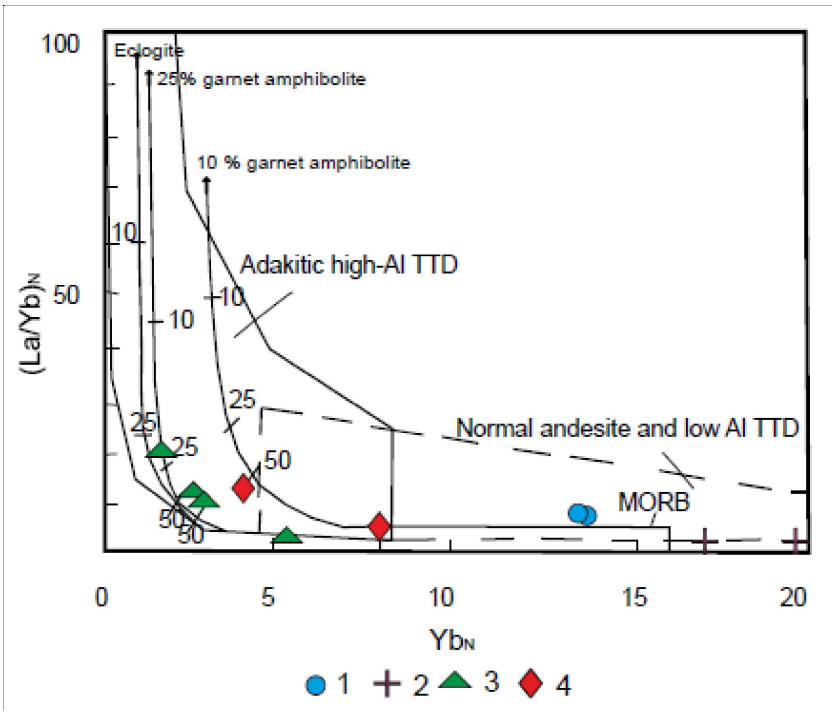

Рис. 3. Диаграмма $(La/Yb)_N - Yb_N$ по [Drummond, Defant, 1990; Xu et al., 2000] для гранитоидов Каракольского массива

Adakitic high-Al TTD – адакиты высоко-Al тоналит-трондьемит-дацитовые; Normal andesite and low-Al TTD – нормальные андезиты и низко-Al тоналит-трондьемит-дацитовые. MORB – океанические базальты из офиолитового блока пояса Мина-Лью, по [Xu et al., 2000]; eclogite – эклогиты; 25 % garnet amphibolites – 25 % гранатового амфиболита; 10 % garnet amphibolites – 10 % гранатового амфиболита.
Условные те же, что на рис. 2.

Акцессории: циркон, апатит, турмалин, халькопирит, пирит. Характерно скопление жил аплитов в районе Каракольского месторождения и в гранитоидах главной фазы.

Возраст гранитов Каракольского массива (U-Pb метод по циркону) составляет 244±2 млн лет. Это отвечает раннему триасу. Ранее Каракольский массив относили к белокурихинскому комплексу ($P_2 - T_1$). Данные химического состава пород приведены в табл. 1.

В целом все породные типы Каракольского массива относятся к известково-щелочной серии с почти равными концентрациями Na_2O и K_2O. От ранних фаз к поздним происходит снижение суммы РЗЭ от 182,2 до 51,25 г/т. Варьирование соотношений $(La/Yb)_N$ – от 0,37 до 24,6. Наиболее низкие соотношения свойственны двуслюдяным мелкозернистым лейкогранит-порфирам. Для даек аплитов характерно проявление ТЭФ РЗЭ М- типа (от 1,11 до 1,21) и значительная негативная аномалия по европию (0,08 – 0,098).

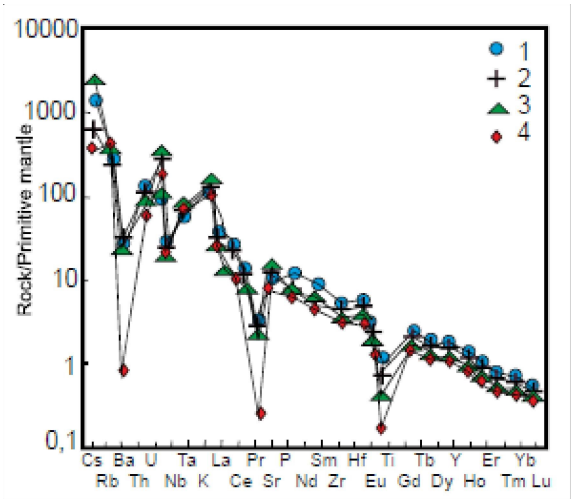

Рис. 4. Нормализованная по примитивной мантии (по [Sun, McDonough, 1989]) спайдерграмма для химических элементов интрузивных пород Каракольского массива.

Условные те же, что на рис. 2.

На диаграммах положение фигуративных точек составов пород однозначно указывает на пералюминиевый тип и незначительно варьирующее соотношение магния и железа вблизи раздела железистой и магнезиальной серий (рис. 2).

В координатах нормированных отношений к хондриту $(La/Yb)_N$ и Yb_N составы породных типов резко отличаются в основном за счёт вариации концентраций Yb (рис. 3).

Гранит-порфиры главной фазы и дайки аплитов попадают в область нормальных андезитов и низкоалюминиевой тоналит-трондъемит-дацитовой серии пород, а биотитовые лейкограниты и мелкозернистые двуслюдяные лейкограниты – в область адакитовой высокоалюминиевой тоналит-трондъемит-дацитовой серии с разной степенью плавления гранатового амфиболита: первые – тяготеют к тренду плавления 25 % гранатового амфиболита, а вторые – 10 % гранатового амфиболита. Адакитовую

2. Содержания элементов-примесей в мусковите грейзенов Каракольского месторождения (г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
V	66	57,9	58,9	66	62	59,7
Cr	9,7	9,61	10,1	9,8	9,7	8,6
Ga	93,8	88,1	95,7	189,1	203,2	205,6
Ge	1,24	1,29	1,87	1,29	1,49	1,54
Rb	1250	1320	1540	1258	1327	1336
Sr	9,25	5,7	5,1	9,22	5,5	6,4
Nb	200	192	214	208	212	221
Cs	154	190	194	148	176	183
Ba	167	102	187	156	132	146
Pb	24,7	16,9	15,7	22,9	23,9	24,6
Th	4,65	1,43	2,6	4,9	2,1	3,3
La	8,37	2,53	3,08	8,5	2,88	7,9
Ce	17,3	4,06	5,12	18,1	4,5	17,1
Pr	2,13	0,57	0,67	2,2	0,65	2,1
Nd	7,76	2,1	2,5	7,9	2,8	7,4
Sm	1,85	0,45	0,67	1,94	0,53	1,91
Eu	0,37	0,1	0,12	0,41	0,17	0,4
Gd	1,65	0,33	0,89	1,78	0,41	1,84
Tb	0,26	0,049	0,11	0,33	0,06	0,32
Dy	1,17	0,2	0,7	1,22	0,25	1,31
Ho	0,21	0,053	0,76	0,23	0,06	0,24
Er	0,61	0,14	0,45	0,7	0,21	0,68
Tm	0,086	0,019	0,14	0,092	0,02	0,11
Yb	0,6	0,13	0,55	0,66	0,22	0,62
Lu	0,099	0,025	0,087	0,11	0,03	0,12
Y	6,97	1,59	1,78	7,8	1,86	8,2
Zr	1,1	21,5	20,6	4,8	22,7	5,1
Sc	14,6	12,7	12,3	14,8	12,3	15,1
Hf	1,41	0,37	0,7	1,5	0,45	1,7
Ta	89,9	85,9	88,7	88,5	86,2	91,4
Tl	21,3	18,6	17,4	31,9	32,7	33,2
Mo	73,8	99,5	104	67,8	98,4	73,4
Sb	0,4	0,5	0,3	0,44	0,52	0,5
Sn	13,5	15,7	16,9	15,5	15,9	16,2
Be	15,6	13,2	14,8	11,8	13,7	12,6
W	26,5	49,4	45,8	22,8	45,7	34,2
U	13,5	7,3	8,4	14,2	7,4	15,8
Li	835	786	679	843	782	854
Ag	0,3	0,6	0,6	0,4	0,63	0,5
Bi	10,1	9,5	8,5	10,5	9,8	11,8
Ta/Nb	0,45	0,45	0,41	0,42	0,41	0,43
∑REE	49,44	12,35	17,63	51,97	14,65	50,25
$(La/Yb)_N$	9,2	12,74	3,7	8,51	8,62	8,42
Eu/Eu*	0,64	0,78	0,48	0,67	1,09	0,65
$TE_{1,3}$	1,05	0,87	0,88	1,09	0,85	1,08

близость лейкограниты обнаруживают и по низким концентрациям иттрия (менее 18 %) и иттербия (ниже 1,8 %), негативной европиевой аномалии (табл. 1). На спайдерграмме наблюдается обогащение лейкогранитов крупно-ионными литофильными элементами (LILE) – Cs, Rb, Th, U и деплетирование высокозарядными элементами (HFSE) – Nb, Ta, Ti (рис. 4), что также определяет их сходство с адакитами [Defant, Drummond, 1990]. Обращают на себя внимание повышенные отношения Sr/Y в лейкогранитах, варьирующие от 11,04 до 19,1, что сближает их с высоко-Sr/Y породами [Ren et al., 2018].

3. Состав минералов Каракольского месторождения
(TiO_2 иMnO в %, остальные элементы в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO_2	0,018	0,004	0,026	0,027	0,0035	0,011	0,011	-		-
MnO	0,01	0,011	0,55	0,036	0,014	0,025	014	-		-
Be	4,26	8,99	30600	33100	2,82	21,5	2,67	33,1	9,6	12,8
V	2,5	2,5	17,6	14,0	2,61	4,02	4,32	3,55	32,1	30,5
Cr	1,0	7,82	11,4	11,8	9,6	4,5	9,97	4,2	9,7	3,8
Ga	1,08	1,36	12,7	14,6	1,089	3,4	2,09	11,7	6,6	12,4
Ge	1,07	3,17	0,46	0,49	0,18	0,15	0,14	3,9	2,8	5,7
Rb	2	2	37,3	53,4	15,8	63	32,1	45,2	8,9	9,6
Sr	1	1,54	17,6	7,36	1	1	4,2	22,1	58	6,3
Y	0,19	0,19	2,63	1,46	2,36	0,74	1,91	1,55	43,4	55,7
Zr	9,44	12,5	15,4	15,8	0,5	8,25	19,1	5,1	19,3	56,9
Nb	0,5	0,5	2,24	5,33	2,25	4,03	7,56	4,8	45,1	-
Mo	15,1	8,44	24,4	9,6	202100	124200	95500	40,4	45,8	22,6
Cs	0,1	0,26	518	793	1,31	4,33	2,27	122,5	18,4	15,3
Ba	4,58	9,43	130	31,2	5,63	11,4	26,8	28,3	30,6	5,8
La	0,18	0,15	4,05	4,96	0,85	0,33	1,3	0,47	7,9	4,2
Ce	0,76	0,47	14,1	8,47	0,01	0,45	4,48	0,89	17,0	16,2
Pr	0,033	0,031	0,87	0,77	0,98	0,68	0,87	0,094	3,8	3,8
Nd	0,2	0,13	3,46	2,53	1,85	0,83	1,69	0,33	9,5	11,1
Sm	0,026	0,031	0,64	0,43	0,24	0,099	0,36	0,24	7,0	4,8
Eu	0,005	0,005	0,18	0,087	0,31	0,22	0,24	0,015	0,33	0,006
Gd	0,032	0,025	0,67	0,31	0,22	0,092	0,21	0,077	8,3	5,8
Tb	0,008	0,01	0,12	0,049	0,038	0,019	0,044	0,024	0,7	2,6
Dy	0,051	0,035	0,61	0,29	0,24	0,095	0,23	0,099	3,5	16,1
Ho	0,008	0,006	0,13	0,039	0,054	0,027	0,052	0,03	0,9	4,7
Er	0,019	0,01	0,28	0,13	0,14	0,07	0,18	0,034	3,7	16,2
Tm	0,005	0,005	0,043	0,02	0,028	0,011	0,023	0,0095	0,4	2,3
Yb	0,022	0,022	0,31	0,14	0,13	0,062	0,13	0,069	4,9	14,6
Lu	0,005	0,005	0,065	0,021	0,024	0,0089	0,035	0,15	0,5	0,08
Hf	0,029	0,095	0,28	0,27	0,047	0,033	0,05	0,07	3,5	5,9
Ta	0,1	0,1	0,83	2,23	0,45	0,69	0,68	9,35	19,4	-
W	0,71	0,5	21,9	52,8	23,0	24,7	20,8	61,7	-	16,6
Th	0,1	0,1	0,99	2,38	0,1	0,15	0,22	0,19	11,1	5,9
U	6,73	3,73	1,13	3,15	762	80	4480	0,23	8,2	4,6
Li	-	-	-	-	-	-	-	27456	1,3	5,8
Sc	-	-	-	-	-	-	-	0,44	2,7	42,1
Sn	-	-	-	-	-	-	-	1,8	4,8	1328
Ag	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,3	0,5
Bi								2,5	3,1	4,7
∑REE	1,54	1,13	28,16	19,71	7,47	3,73	11,75	4,0	111,8	158,2
$(La/Yb)_N$	5,18	4,36	8,63	23,5	4,28	3,5	6,56	4.51	1,06	0,19
Eu/Eu*	0,54	0,54	0,84	0,7	4,08	6,9	2,48	0,27	0,13	0,003
$TE_{1,3}$	1,32	1,42	1,16	1,09	0,54	1,2	1,47	1,06	0,97	1,49

Примечание. 1-2 – халькопирит; 3 – берилл 1 генерации; 4 – берилл 2 генерации; 5-6 – молибденит 2 в кварцевых жилах; 7 – молибденит 1 генерации в грейзенах; 8 – петалит; 9 – шеелит; 10 – ферриколумбит. Прочерк – анализы не проводились.

В некоторых породных типах массива проявлен тетрадный эффект фракционирования (ТЭФ) РЗЭ М-типа, указывающий на значительную роль и активность фтора в магматогенных флюидах. На диаграмме, отражающей соотношение молибдена и величин ТЭФ РЗЭ М-типа, отчётливо видна обратная зависимость анализируемых ингредиентов: с увеличением значений ТЭФ РЗЭ М-типа происходит уменьшение концентраций Mo в породах (рис. 5).

Иная картина наблюдается для соотношений концентраций бериллия и $TE_{1,3}$ в породах Каракольского штока (рис. 6). Увеличение концентраций бериллия происходит с увеличением величины ТЕФ РЗЭ М- типа. Это указывает на то, что перенос Be в пневматолит-гидро-

4. Состав пиритов и жильных минералов Каракольского месторождения
(TiO_2 и MnO в %, остальные элементы в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO_2	0,008	-	-	0,31	0,24	-	-	0,014	0,24	-
MnO	0,003	-	-	0,16	0,12	-	-	0,016	0,026	-
Be	2,87	10,8	21,4	15,6	13,2	18,5	15,2	4,09	2,05	325
V	2,5	3,49	3,9	66	57,9	64,8	6,1	3,37	6,05	7,75
Cr	4,29	4,33	6,5	9,69	9,61	8,5	5,8	7,94	22,6	10,1
Ga	0,86	12,8	21,8	93,8	88,1	92,7	33,7	15,2	1,64	0,98
Ge	2,85	3,5	15,9	1,24	1,29	1,33	2,7	0,76	0,31	0,6
Rb	3,09	14,3	3,4	1250	1320	1340	545	801	17,5	3,9
Sr	1,4	3,4	495	9,25	5,7	6,4	22,1	22,9	42,3	21,4
Y	0,4	1,65	303	6,97	1,59	6,2	12,2	1,33	6,61	154,2
Zr	12	2,7	10,5	0,5	21,5	12,7	19,4	11,4	67,6	5,7
Nb	4,45	1,12	115,3	200	192	287	55,7	5,82	4,76	89,6
Mo	30,7	1,9	45,7	73,8	99,5	84,6	47,6	16,2	24,4	22,4
Cs	0,36	1,9	11,7	154	190	206	655	33,4	1,7	19,5
Ba	6,97	25,9	27,8	167	102	127	35,1	159	8,63	19,3
La	1,18	3,56	28,4	8,37	2,53	5,4	2,69	2,9	4,84	29,3
Ce	2,25	3,1	103,0	17,3	4,06	10,6	6,7	5,4	5,6	57,2
Pr	0,21	0,5	21,3	2,13	0,57	1,2	0,9	0,49	1,27	5,6
Nd	0,69	1,4	116,6	7,76	2,1	5,2	3,16	1,65	4,49	16,1
Sm	0,14	0,5	90,5	1,85	0,45	1,1	1,1	0,29	0,8	3,41
Eu	0,028	0,014	5,7	0,37	0,1	0,2	0,044	0,16	0,092	0,12
Gd	0,023	0,25	85,7	1,65	0,33	1,6	0,9	0,29	0,56	2,85
Tb	0,006	0,027	27,9	0,26	0,049	0,3	0,21	0,033	0,074	0,49
Dy	0,063	0,15	200,5	1,17	0,2	1,2	1,8	0,32	0,45	3,24
Ho	0,011	0,03	32,4	0,21	0,053	0,3	0,41	0,043	0,079	0,65
Er	0,027	0,055	95,8	0,61	0,14	0,5	1,03	0,097	0,26	2,26
Tm	0,005	0,15	23,9	0,086	0,019	0,1	0,29	0,009	0,047	0,48
Yb	0,34	0,22	142,0	0,6	0,13	0,7	2,12	0,081	0,24	3,38
Lu	0,064	0,007	23,0	0,099	0,025	0,03	0,4	0,014	0,076	0,53
Hf	0,052	0,2	3,7	1,41	0,37	1,6	1,28	0,19	3,81	0,51
Ta	1,84	0,1	11,8	85,9	85,9	105,7	23,8	2,87	1,11	26,1
W	0,71	1,2	156	26,5	49,4	35,7	13,6	26,2	8,22	35,3
Th	0,74	0,36	41,7	4,65	1,43	3,9	2,56	0,35	0,92	13,7
U	4,64	1,4	1,6	13,5	7,3	12,8	29,6	1,56	2,95	5,6
Li	-	12,5	110	-	-	187	755	-	-	34,6
Sc	-	0,4	1,5	-	-	0,6	12,7	-	-	3,8
Sn	-	0,7	2,7	-	-	4,7	5,3	-	-	0,9
Ag	-	4,2	1,0	-	-	1,4	0,5	-	-	0,2
Bi	-	455	23,8	-	-	5,8	3,9	-	-	1,2
∑REE	5,44	11,61	1270	49,44	12,35	34,63	33,9	13,1	25,5	280
$(La/Yb)_N$	2,3	10,7	0,13	9,2	12,7	5,1	0,84	23,6	13,4	5,7
Eu/Eu*	0,95	0,11	0,2	0,64	0,77	0,47	0,13	1,69	0,41	0,12
$TE_{1,3}$	1,2	0,79	1,35	1,05	0,87	0,95	1,15	1,03	0,87	1,08

Примечание. 1 – пирит 1 генерации кубический; 2 – пирит 2 генерации октаэдрический; 3 – кварц дымчатый; 4-5 – мусковит грейзенов; 6 – мусковит слюдитов; 7 – турмалин грейзенов; 8 – ортоклаз; 9 – флюорит грейзенов бериллиевого оруденения, 10 – флюорит уранового оруденения. Прочерки – анализы не проводились.

термальных флюидах осуществлялся с участием фтор-комплексов, так как проявление ТЕФ РЗЭ М- типа обусловлено активностью фтора во флюидах.

ОРУДЕНЕНИЕ КАРАКОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Каракольское месторождение представлено серией крутопадающих субширотных кварцевых жил протяжённостью от 0,3 до 1,5 км. Мощность жил варьирует от 10 см до 3 м.

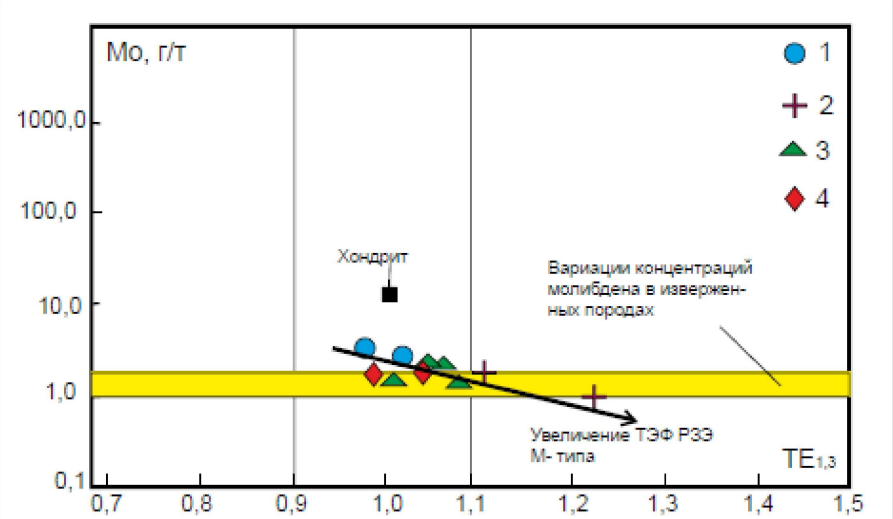

Рис. 5. Диаграмма Mo – $TE_{1,3}$ для магматических пород Каракольского штока.

1 – граниты главной фазы, 2 – жилы аплитов, 3 – двуслюдяные лейкогранит-порфиры 3 фазы, 4 – двуслюдяные гранит-порфиры 2 фазы.
Среднее содержание молибдена в хондритах по [Wasson, Kallemeyn, 1988].
Содержания молибдена в изверженных породах по [Виноградов, 1962].

Наблюдается тесная пространственная связь рудных жил с двуслюдяными лейкогранитами с преобладанием мусковита, мусковитовыми лейкогранитами и мелкозернистыми двуслюдяные лейкогранитами, являющимися заключительными фазами становления Какаракольского штока. Реже кварцевые жилы встречаются в породах экзоконтакта. Рудные минералы – молибденит, висмутин, пирит, халькопирит, берилл, акцессорный шеелит и другие редкие минералы – в виде рассеянной вкрапленности среди серого и светло-серого крупнозернистого друзовидного кварца тяготеют преимущественно к жилам эндоконтактовой зоны и сопровождающим их грейзенам. В самих грейзенах отмечаются также апатит, ортит, ксенотим, ферриколумбит и редкий арсенопирит.

Кварцевые жилы сопровождаются зонами грейзенизации, наиболее отчетливо проявленными при локализации жил среди слабо измененных биотитовых гранитов. При этом внешняя метасоматическая зона в минералогическом (да и в геохимическом) отношении близка участкам интенсивно мусковитизированных гранитов. Ширина зона грейзенизации варьирует от 0,5 до 6 м. Как околожильные грейзеновые образования, так и двуслюдяные гранит-порфиры несут редкую вкрапленность рудных минералов: пирита, молибденита, шеелита, редко халькопирита.

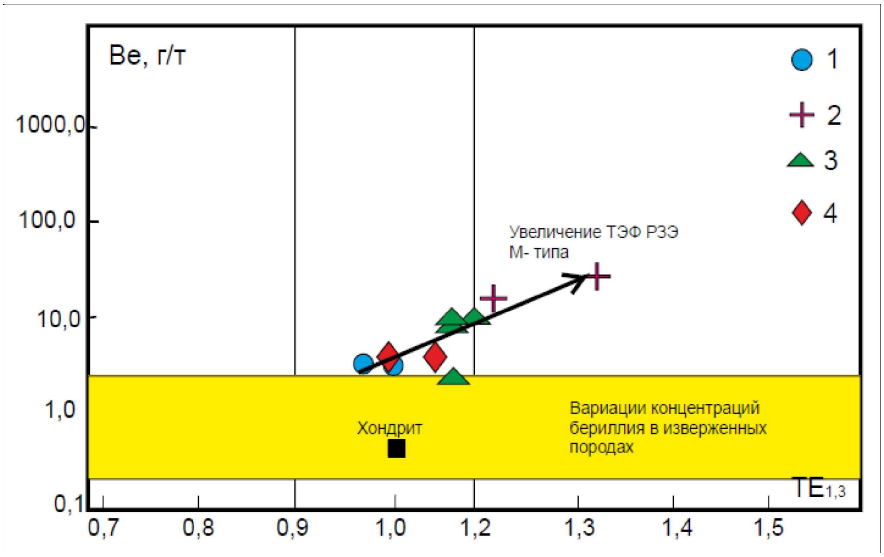

Рис. 6. Диаграмма Be – $TE_{1,3}$ для магматических пород Каракольского штока

Среднее содержание бериллия в хондритах - по [Wasson, Kallemeyn, 1988].
Содержания бериллия в изверженных породах - по [Виноградов, 1962].
Условные те же, что на рис. 5.

Наиболее высокие содержания берилла присущи кварцевым жилам СЗ простирания, которые приурочены к трещинам скола и сопровождаются процессом грейзенизации гранитов. Жилы сближены до интервала в 2-4 м, расположены кулисообразно, местами лестничные. Берилл развит в виде скоплений неправильной формы, друз и отдельных кристаллов. Различимы 2 генерации берилла. Ранняя образует крупные выделения с размерами кристаллов от 0,5 до 5 см голубовато-зеле-

новатой окраски. Формы его выделений коротко-призматические и таблитчатые. Первая генерация берилла корродируется халькопиритом, пиритом. Вторая генерация представлена прозрачными светло-голубоватыми кристалликами правильной удлинённо-призматической формы размерами от 0,5 до 15 мм. Иногда кристаллики берилла второй генерации слабо уплощены по {0001}. В комплексных рудах с бериллом ассоциируют молибденит, халькопирит, шеелит, висмутин, ковеллин, торбернит, метаторбернит, отенит, флюорит, турмалин [Гусев, Козлова, 2009]. Впервые в комплексных рудах выявлены редко встречающиеся петалит, ферриколумбит и танталит. Распределение бериллия, молибдена и висмута в таких рудах неравномерное.

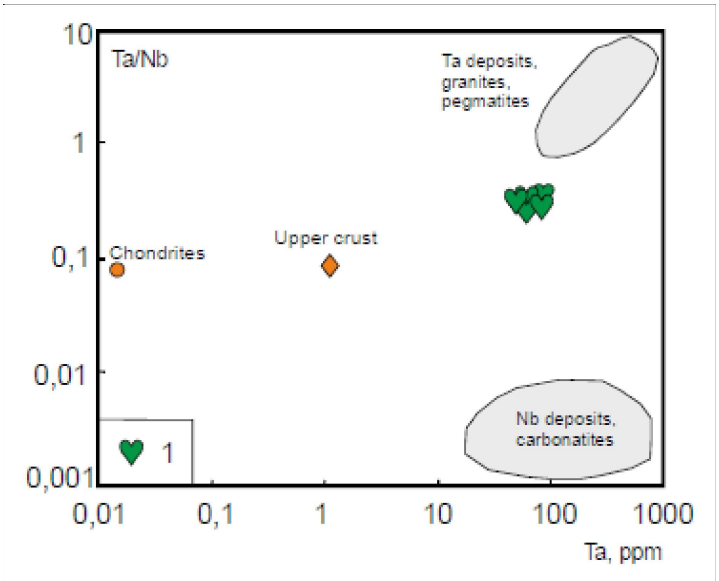

Рис. 7. Диаграмма содержаний Ta и отношений Ta/Nb (по [Stepanov et al., 2014]) для мусковитов Каракольского месторождения

Резервуары Земли: Chondrites – среднее содержание в хондритах - по [Jochum et al., 2000]: Ta deposits, granites, pegmatites – поле Ta месторождений, гранитов, пегматитов; Upper crust – среднее содержание в верхней континентальной коре, по [Barth et al., 2000]; Nb deposits, carbonatites – значения в Nb месторождениях и карбонатитах.

1 - мусковиты Каракольского месторождения.

Текстурно-структурные исследования в стенках штолен позволили установить, что урановое оруденение в виде прожилков кварца, кальцита, сидерита с торбернитом, метаторбернитом и отенитом в виде редкой вкрапленности наложены на грейзены и кварцевые жилы с бериллом, халькопиритом и молибденитом, то есть оно образовалось позднее основной редкометалльной ассоциации. Местами с урановым оруденением ассоциируют хлорит и флюорит. Околорудные изменения представлены низкотемпературными ассоциациями карбонатов (кальцита, сидерита, анкерита), хлорита и серицита.

Среднее содержание рудных компонентов (%) составляет в комплексных рудах: Be – 0,5, Mo – 0,3, Bi – 0,12. Суммарные запасы и прогнозные ресурсы (C_1+C_2+P_1) Be – несколько тысяч тонн, причём берилла рудоразборного (C_1+C_2) – 1942 т, Mo – 543,6 т, Bi – 141,2 т, U – 34,2 т. В сульфидных рудах с пиритом и халькопиритом содержатся Ag – от 35 до 100 г/т и Au (0,4-1,8 г/т).

Местами встречаются линзы слюдитов среди грейзенов мощностью от 10 до 90 см и протяжённостью до 3-16 м. В мусковитовых слюдитах с клевеландитом нами впервые обнаружена мелкая вкрапленность ферриколумбита размерами 0,02-0,15 мм в ассоциации с шеелитом. По штуфным пробам содержания Nb в слюдитах варьируют от 0,1 до 0,3 %, тантала – от 0,1 до 0,15 %.

В связи с тесной ассоциацией проявления ферриколумбита и мусковита нами проанализирован состав элементов-примесей слюды из грейзенов, представленный в табл. 2.

Концентрации некоторых элементов-примесей в мусковите из грейзенов (Nb, Ta, Ga и Cs) в отдельных пробах превышают ферсмы мусковита (по [Сотников, Никитина, 1971]).

Следует отметить проявление ТЭФ РЗЭ W- типа в мусковите грейзенов (менее 0,9), указывающее на то, что при кристаллизации мусковита значительную роль во флюидах играли такие летучие компоненты как CO_2 и H_2O, обеспечивающие проявление W-типа тетрадного эффекта фракционирования редкоземельных элементов.

На диаграмме соотношений Ta/Nb – Ta составы мусковита тяготеют к полю танталовых месторождений, гранитов и пегматитов (рис. 7), что указывает на перспективы обнаружения танталового оруденения в районе проявления Каракольского штока.

Концентрации элементов-примесей рудных минералов месторождения представлены в табл. 3. Примечателен тот факт, что в минералах руд проявлен как М-тип ТЭФ РЗЭ, так W-тип, что указывает на менявшийся режим насыщения и активности разных летучих компонентов во флюидах: F, CO_2, H_2O, HS^- и других.

Составы пиритов и некоторых жильных минералов приведены в табл. 4.

Обращает на себя внимание кварц дымчатый из грейзенов, характеризующийся аномально высокими суммарными концентрациями редких земель (1270 г/т). При этом в нём очень высокие концентрации тяжёлых лантаноидов. Об этом же говорит и очень низкое отношение $(La/Yb)_N$. Кварц также характеризуется повышенными концентрациями Nb, Mo, W, Th. Мусковит грейзенов и слюдитов отличается повышенными концентрациями цезия, ниобия, превышающими ферсмы этих элементов в мусковите. Флюорит из позднего уранового оруденения отличается повышенными концентрациями суммы редких земель.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как отмечено выше, породы Каракольского массива несут в себе признаки различных глубинных магматических источников, и можно сделать вывод о процессах смешения различных родоначальных магм в глубинном очаге при формировании последовательных фаз Каракольского штока. Вероятно, это сыграло значительную роль и в металлогении рудогенерирующего магматического очага. Следует указать, что в переходной зоне от Бийско-Барнаульской впадины к складчатому сооружению Горного Алтая ранее для ранне-мезозойского этапа отмечалось совмещение шошонитовых и высоко-калиевых адакитовых гранитоидов в одних и тех же массивах в составе Айского ареала [Гусев, 2016], совмещение двух типов источников расплавов: шошонитового и адакитоподобного при формировании массивов в Точильном ареале [Гусев и др., 2017]. Совмещение шошонитового и адакитоподобного расплавов отмечено и в других регионах зарубежья [Jeong-Im et al., 2016; Deng et al., 2016].

Приведенные материалы показывают значительные отличия пород штока от гранитов белокурихинского комплекса, и, возможно, следует выделять самостоятельный каракольский гранит-лейкогранитовый комплекс ранне-триасового возраста.

Очевидно, смешение различных магматических источников в глубинном магматическом очаге с последующей дифференциацией и привело к формированию комплексного оруденения месторождения, в рудах которого промышленное значение имеют бериллий, молибден, висмут, уран, а также тантал и ниобий. Основное кварцево-грейзеновое молибден-бериллиевое оруденение формировалось на первом этапе. С ним ассоциирует тантал-ниобиевая минерализация. Установлено, что урановое оруденение формировалось позже молибден-бериллиевого и приурочено к жильному типу, наложенному на кварцево-грейзеновый тип.

Некоторые минералы месторождения характеризуются превышением ферсмов таких элементов как Nb, Cs, Ta, которые могут попутно извлекаться из концентратов. Некоторые минералы руд характеризуются и повышенными концентрациями редких земель, особенно тяжёлых, которые также могут представлять интерес как попутное сырьё.

Разнообразие типов оруденения связано с меняющимся флюидным режимом на раннем пневматолито-гидротермальном и позднем гидротермальном этапах и различной активностью таких летучих компонентов как F, CO_2, H_2O, HS^- и других. Менявшийся режим флюидов и летучих компонентов в растворах обусловлен процессами смешения различных по составу магм в глубинном магматическом очаге. Последний эволюционировал сравнительно быстро, о чём свидетельствует прямая зональность в строении Каракольского штока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Каракольское месторождение имеет тесную связь с эволюцией глубинного магматического очага, сформировавшего одноименный шток, менявшиеся состав флюидов и лету-

чих компонентов, состав околорудных изменений. Каракольский шток сформировался в результате смешения нормальных андезитов низкоалюминиевой тоналит-трондъемит-дацитовой серии пород и адакитовой высокоалюминиевой тоналит-трондъемит-дацитовой серии с разной степенью плавления гранатового амфиболита. Последующая дифференциация сложного расплава глубинного очага и последующее отделение магматических дифференциатов и флюидных потоков привели к формированию комплексного оруденения.

Значительные отличия интрузивных пород штока от таковых Белокурихинского плутона позволяет предположительно выделить самостоятельный гранит-лейкогранитовый каракольский комплекс раннего триаса.

Промышленное значение на месторождении имеют бериллий, уран, молибден, висмут. Попутно могут извлекаться тантал, ниобий и, возможно, галлий и цезий.

Литература

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7, с. 555-572.

Гусев, А.И., Козлова Т.Н. Бериллиевое оруденение Алтая // Бюлл. Природные ресурсы Горного Алтая, 2009, № 1, с. 21-35.

Гусев А.И. Петрогенезис совмещенных шошонитовых и высоко-К адакитовых гранитоидов раннего мезозоя Горного Алтая / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). - Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2016. – С. 58-60.

Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Абсолютный возраст, петрология, геохимия и рудоносность Точильного штока Горного Алтая // Известия Томского политехнического университета, ИНЖИНИРИНГ ГЕОРЕСУРСОВ, 2017, т. 328, № 3, с. 14-26.

Иванов В.В., Белевитин В.В., Борисенко Л.Ф. и др. Средние содержания элементов-примесей в минералах. – М.: «Недра», 1973. – 208 с.

Коваленко В.И., Руб М.Г., Осипов М.А. и др. Рудоносность магматических ассоциаций.– М.: Недра, 1988. - 231 с.

Кузнецов В. А. Новые данные по геологии и металлогении Алтая // Вестник ЗСГУ, 1941, № 1-2, с. 5-63.

Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Ануфриева С.И. Бериллиевые руды России: минерально-сырьевая база, технологические и экологические проблемы. «Минеральное сырьё». Серия геолого-экономическая, № 18. – М.: Изд-во ВИМС, 2005. – 68 с.

Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. – Новосибирск: Изд-во «Наука». Сибирское отделение, 1971. – 260 с.

Станкеев Е.А. Генетическая минералогия. - М.: Недра, 1986. – 272 с.

Anders E., Greevesse N. Abundences of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta., 1989, v. 53, p. 197-214.

Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R.L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust // Chem. Geol., 2000, v. 165, p. 197-213.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature, 1990, v. 347, p. 662—665.

Deng J., Yang X., Li S., Gu H., Mastoi A.S., Sun W. Partial melting of subducted paleo-Pacific plate during the early Cretaceous: Constraint from adakitic rocks in the Shaxi porphyry Cu–Au deposit, Lower Yangtze River Belt // Lithos, 2016, v. 262, p. 651–667.

Drummond M. S., Defant M. J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophys. Res., 1990, v. 95, p. 21503–21521.

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. Cosmochim. Acta, 1999, v. 63, № 3/4, p. 489-508.

Ishihara S. The granitoid series and mineralization // Econ. Geology. - 1981. - 75-th Anniversary Volume. - P. 458-484.

Jeong-Im O., Sung H. C., Keewook Y. Origin of adakite-like plutons in southern Korea // Lithos, 2016, v. 262, p. 620–635.

Jochum K., Stolz A., McOrist G. Niobium and tantalum in the carbonaceous chondrites: constraints on the solar system and primitive mantle niobium/tantalum, zirconium/niobium and niobium/uranium ratios // Meteorit Planet Sci, 2000, v. 35, p. 229-235.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Soc. America Bulletin, 1989, v. 101, p. 635–643.

Ren L., Liang H., Bao Z., Zhang J., Li K., Huang W. Genesis of the high Sr/Y rocks in Qinling orogenic belt, central China // Lithos, 2018, v. 314-315, p. 337-349.

Stepanov A., Mavrogenes J.A., Meffre S., Davidson P. The key role of mica during igneous concentration of tantalum // Contrib. Mineral. Petrol., 2014, v. 167, p. 1009.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processed. In: Magmatism in the oceanic basins (Saunders A.D., Norry M.J. Eds) // Geol. Soc. of London Special Publication, 1989, № 42, p. 313-345.

Vigneresse J.L. The role of discjninuous magma inputs in felsic magma and ore generation / / Ore geology Reviews, 2007, v. 30, p. 181-216.

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 Edinburg Earth Science, 1998, v. 89, p. 113–119.

Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Composition of chondrites // Phil. Trans. R. Soc. Lond, 1988, v. 201, p. 535-544.

Xu J.-F., Wang Q., Yu X.-Y. Geochemistry of high-Mg andesites and adakitic andesite from the Sanchazi block of the Mian-Lue ophiolitic melange in the Qilling Mountains, central China: Evidence of partial melting of the subducted Paleo-Tethyan crust // Geochemical Journal, 2000, v. 34, p. 359-377.