ЛИТОСФЕРА, 2009, № 2, с. 14–27

УДК 553.43+546.027(470.5)

U-PB ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОМИНСКО-БЕРЕЗНЯКОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2009 г. А. И. Грабежев, А. А. Краснобаев

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075 г. Екатеринбург, пер. Почтовый , 7
E-mail: grabezhev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 20.06.2008 г.

Приведены новые данные для Томинско-Березняковского рудного поля, представленного мезо-гипабиссальным Cu-порфировым Северо-Томинским месторождением и субвулканическим (Cu)-Au-порфировым Березняковским месторождением эпитермального типа. U-Pb возраст циркона из серицитизированного кварцевого диорита Северо-Томинского месторождения составляет 429 ± 4 млн. лет. Величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношения в пропилитизированных диоритоидах обоих месторождений отвечает 0.7049–0.7051 при $(\varepsilon Nd)_t$ = 6.5–7.5. В сильно измененных (Ab, Qtz, Mu, Pa, $K_{0.36}$-$Na_{0.64}$ слюда, Chl, Ca) гранитоидах (метасоматитах) Северо-Томинского месторождения значение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ опускается до 0.7041, 0.7042. Величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношения в жильных карбонатах отвечает 0.7044–0.7047 (Северо-Томинское месторождение) и 0.7051–0.7059 (Березняковское месторождение). Полученные данные свидетельствуют о том, что гранитоиды и флюид содержали преобладающую долю мантийного компонента, а исходный расплав сформировался на границе кора–мантия или ниже. Генетическое единство и островодужный геохимический тип диоритоидов обоих месторождений подчеркивается низким содержанием суммы РЗЭ (24–52 г/т) при совмещенности их спектров и отсутствии европиевой аномалии, положением гранитоидов на диаграммах Ta–Yb и Rb–(Y + Nb), крайне низкими содержаниями (в г/т) U (0.3–0.9), Th (0.6–1.8), Be (0.4–0.9). Для обоих месторождений характерна крышеобразная форма спектров РЗЭ в карбонатах. Березняковскому месторождению, по сравнению с Северо-Томинским, свойственно максимальное накопление S (повсеместная очень сильная пиритизация), Au, Ag, Cd, Zn, Pb, Sb, Te, Bi, Tl и очень небольшой привнос Cu а также, особенно, Mo, W, Sn. Подобное поведение элементов характерно для вертикально эволюционирующей медно-порфировой системы.

Ключевые слова: *медь, золото, рудообразование, изотопные отношения Sr, Nd, O и C, Урал.*

ВВЕДЕНИЕ

На генетическое родство часто пространственно ассоциирующих медно-порфировых и эпитермальных золото-полиметаллических месторождений указывалось уже давно, а в последнее время неоднократно [17, 23, 34, 35 и др.]. Введен даже удачный термин – “porphyry-epithermal transition” [35]. В качестве аргументов авторами приводятся такие доказательства, как пространственная совмещенность месторождений, близкий состав и возраст рудоносных гранитоидов. Ранее нами на примере месторождений Томинско-Березняковского рудного узла была дана более значимая вещественная аргументация генетической общности разноглубинных месторождений [4–7]. Рассматриваемый рудный узел, находящийся в 18–30 км юго-западнее г. Челябинска, представлен промышленным мезо-гипабиссальным Северо-Томинским Cu-порфировым месторождением и субвулканическим Березняковским (Cu)-Au-порфировым месторождением эпитермального типа. Детальные исследования показали, что указанные месторождения можно рассматривать в модельном плане как протяженную по вертикали рудно-магматическую систему, различные эрозионные срезы которой выведены в настоящее время на поверхность в связи с тектоно-блоковым строением рудного поля. Генетическая связь месторождений с единым глубинным магматическим источником доказывалась не только локализацией рудно-метасоматических ореолов исключительно в пределах малых диоритовых интрузий кварц-диоритового состава, близким петрохимическим составом малых интрузий, но, главное, присутствием в зонах кислотного выщелачивания (серицитизации) уникальной трехслюдяной ассоциации (Mu, Pa, $K_{0.36}$-$Na_{0.64}$ слюда). Существование в природе кали-натриевой слюды промежуточного состава было доказано нами совместно с А.П Жухлистовым и О.В. Русиновой [6] одновременно с [28]. Калий-натриевый характер кислотного выщелачивания не оставляет сомнений в его возрастной и генетической близости с исходными натриевыми рудоносными гранитоидами обоих массивов. Подчеркнем, что для медно-порфировых объектов такой тип кислотного выщелачивания (с образованием трехслюдяной ассоциации) охарактеризован нами впервые и пока более не встречен. В настоящей работе приводится новая современная изотопно-геохимическая характеристика рудно-

магматической системы. Материалы по геологии, изотопии O, H, S, Ar приведены в выше цитированных работах одного из авторов, а в концентрированном виде – в [5].

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТОДАХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания Rb, Sr, Sm, Nd и других элементов определялись Д.В. Киселевой и Н.В. Чередниченко методом ICP-MS на приборе Elan 9000 в ИГГ УрО РАН. Изотопные анализы выполнены Ю.Л. Ронкиным с коллегами по методике [25]. Силикатные порошки разлагались обычным методом, а карбонаты – в холодной щавелевой кислоте. Далее изотопный состав элементов анализировался с помощью прибора TIMS Finnigan MAT 262 на Новоуральском химическом комбинате. Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ были нормализованы к $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ и $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$, соответственно. Параметры модельных резервуаров: $^{87}Rb/^{86}Sr_{UR} = 0.0827$, $^{86}Sr/^{88}Sr_{UR} = 0.7045$, $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR} = 0.1967$ и $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR} = 0.512636$. Определения изотопного состава C, O, H, S выполнены в Аналитических центрах ИГН ДВНЦ СО РАН, ОИГГМ СО РАН и ГИН РАН.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ

Оба месторождения находятся в пределах массивов кварц-диоритового состава, повсеместно в той или иной мере подвергшихся объемной серицитизации, пропилитизации и пиритизации. Это предопределило использование для возрастных определений циркона как минерала, наиболее устойчивого к постмагматическому изменению. Циркон выделен с помощью тяжелых жидкостей и дальнейшего отбора кристаллов под бинокуляром из раздробленной до 0.4 мм (вес около 1.5 кг) пробы мелкозернистого кварцевого диорита Северо-Томинского месторождения, в значительной мере замещенного

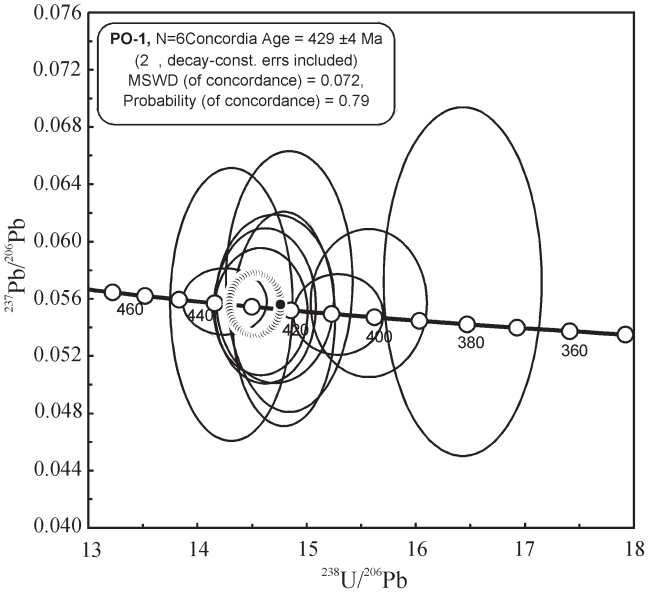

Рис. 1. U–Pb диаграмма для цирконов из сильно серицитизированного кварцевого диорита Северо-Томинского месторождения.

кварц-серицитовой (вышеуказанная трехслюдяная ассоциация) массой. В пробе также присутствовало около 20 об. % альбита, немного пирита и карбоната. Конкордантный возраст цирконов (определенный на SHRIMP-II во ВСЕГЕИ, аналитик и интерпретатор А.Н. Ларионов) из указанной породы Северо-Томинского месторождения составляет 429 ± 4 млн. лет. Для одного кристалла циркона получено конкордантное значение 410 млн. лет (рис. 1, табл. 1). Все кристаллы циркона соответствуют магматическому типу. Из диоритовых порфиритов Березняковского месторождения выделить пригодный для анализа циркон пока не удалось. Изотопные Rb-Sr анализы не показывают общую изохрону. Однако расчеты В.С. Попова, выполненные по нашим данным по программе Isoplot (при принятой воспроизводимости измерений Rb/Sr, равной 0.5), по двухточечным линиям, отвечающим умеренно-сильно

Таблица 1. U-Pb возраст цирконов из кварцевого диорита Северо-Томинского Месторождения

Точки	% $^{206}Pb_c$	г/т U	г/т Th	$^{232}Th/^{238}U$	г/т $^{206}Pb^*$	$^{206}Pb/^{238}U$ Возраст	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Возраст	K,%	$^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%
1.2.1	0.53	61	33	0.56	3.21	380.8 ± 6.5	500 ± 190	31	16.43	1.8	0.0572	8.7	0.48	8.8
1.1.1	0.32	172	130	0.79	9.5	401.3 ± 5.3	438 ± 86	9	15.57	1.4	0.0557	3.8	0.493	4.1
1.3.2	0.02	228	185	0.84	12.8	408.4 ± 4.5	409 ± 47	0	15.29	1.1	0.0549	2.1	0.495	2.4
1.4.1	0.39	58	15	0.28	3.37	420.4 ± 6.4	499 ± 140	19	14.84	1.6	0.0572	6.5	0.532	6.7
1.9.1	0.44	162	108	0.69	9.43	421.7 ± 5.4	397 ± 130	–6	14.79	1.3	0.0546	5.6	0.509	5.7
1.6.1	0.31	96	58	0.62	5.63	423.8 ± 6.1	454 ± 95	7	14.71	1.5	0.056	4.3	0.525	4.5
1.5.1	0.19	132	44	0.35	7.74	426.4 ± 5.2	431 ± 88	1	14.62	1.3	0.0555	4	0.523	4.2
1.8.1	0.26	178	118	0.69	10.5	427.5 ± 4.9	416 ± 74	–3	14.58	1.2	0.0551	3.3	0.521	3.5
1.7.1	0.61	66	24	0.38	3.98	435.3 ± 6.6	436 ± 160	0	14.31	1.6	0.0556	7	0.535	7.2
1.3.1	0.00	318	221	0.72	19.1	437.1 ± 4.6	445 ± 39	2	14.25	1.1	0.05581	1.7	0.54	2.1

Примечание. Pb_c и Pb^* – соответственно обычный и радиогенный свинец. Обычный Pb скорректирован с использованием измеренного ^{204}Pb. K – дискордантность.

Таблица 2. Rb-Sr изотопные параметры в породах Томинско-Березняковского рудного поля

№ пп	Номер пробы	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m \pm 2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$	$(\varepsilon Sr)_t$
1	389-124	4.01	145	0.0795	0.705504 ± 10	0.705018	1.8
2	385-166	27.5	161	0.4961	0.707179 ± 11	0.704148	–10.6
3	407-282	11.1	311	0.1038	0.704803 ± 8	0.704169	–10.3
4	56-239.5	12.4	241	0.1489	0.705985 ± 12	0.705075	2.6
5	58-188	18.1	284	0.1847	0.706028 ± 18	0.704899	0.1
6	56-347	35.1	142	0.7174	0.709280 ± 10	0.704896	0.0

Примечание. 1–3 – соответственно, кварцевый диорит слабо серицитизированный, сильно серицитизированный и кальцит-серицит-парагонит-кварцевый метасоматит, Северо-Томинское месторождение; 4–6 – диоритовый порфирит, соответственно, пропилитизированный, слабо серицитизированный и умеренно-сильно серицитизированный, Березняковское месторождение. Величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ и $(\varepsilon Sr)_t$ рассчитаны на возраст 429 млн. лет. Номер пробы включает номер скважины и глубину отбора образцов в метрах.

Таблица 3. Sm-Nd изотопные параметры в породах (1–6) и жильных карбонатах (7–9)

№ пп	Номер пробы	Nd, г/т	Sm, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m \pm 2\sigma$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$	$(\varepsilon Nd)_t$
1	389-124	5.61	1.31	0.1408	0.512822 ± 21	0.512426	6.7
2	385-166	5.23	1.10	0.1270	0.512776 ± 20	0.512419	6.5
3	407-282	8.49	1.87	0.1333	0.512942 ± 22	0.512567	9.4
4	56-239.5	5.98	1.34	0.1352	0.512849 ± 12	0.512469	7.5
5	58-188	6.81	1.35	0.1200	0.512782 ± 8	0.512445	7.0
6	56-347	6.85	1.34	0.1181	0.512721 ± 12	0.512389	5.9
7	397-208	7.958	2.951	0.2243	0.512988 ± 6	0.512358	5.4
8	210-240.5	29.032	6.115	0.1274	0.512801 ± 5	0.512443	7.4
9	Бер-8а	19.860	6.286	0.1915	0.513059 ± 5	0.512521	8.6

Примечание. 1–6 – см. по номерам проб в табл. 2; 7–9 – прожилковые карбонаты Северо-Томинского (7) и Березняковского (8, 9) месторождений (7, 8 – послерудные кальциты, 9 – синрудный кальцит). Величины $(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ отношения и $(\varepsilon Nd)_t$ рассчитаны на возраст 429 млн. лет.

Таблица 4. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в карбонатах

№ п.п.	Номер пробы	Минерал	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰ флюид	$\delta^{18}O$, ‰ флюид
Северо-Томинское месторождение							
1	397-208	Ca	0.70440 ± 8	–8.1	+22.2	–10.1	+16.4
2	401-102.8	Ca		–5.7	+11.0	–7.7	+5.2
3	407-210	Ca		–6.6	+14.3	–8.6	+8.5
4	21-86	Ank	0.70469 ± 8	–3.9	+16.1	–5.9	+10.3
Березняковское месторождение, центральная часть							
5	210-240.5	Ca	0.70528 ± 8	–4.7	+14.9	–6.7	+9.1
Березняковское месторождение, фланги							
6	43-208	Ank	0.70525 ± 9	–5.0	+15.1	–7.0	+9.3
7	49-390	Ank	0.70512 ± 7	–4.6	+16.8	–6.6	+11.0
8	49-150	Ank	0.70549 ± 8	–5.5	+15.0	–7.5	+9.2
9	Бер-7	Ca	0.70783 ± 9	+1.4	+18.2		
10	Бер-6м	Ca		–1.7	+21.9		
11	Бер-6ка	Ca		–2.8	+15.9	–4.8	+10.1
12	Бер-1	Ank,Dol	0.70562 ± 7	–4.1	+15.4	–6.1	+9.6
13	Бер-3	Ca, Ank	0.70728 ±28	–5.3	+15.2	–7.3	+9.4
14	Бер-8	Ca	0.70566 ± 9	–2.1	+18.2	–4.1	+12.4
15	Бер-2	Ank	0.70542 ± 8	–4.1	+19.9	–6.1	+14.1
16	Бер-4	Ca	0.70574 ±18	–3.3	+14.8	–5.3	+9.0
17	Бер-5	Ca	0.70585 ± 8	–4.8	+14.9	–6.8	+9.1

Примечание. 1, 6 – кварц-карбонатная жила в диоритовых порфиритах; 2–5, 7, 8 – сильно карбонатизированные и ослюденелые диоритовые порфириты; 9 – известняк темно-серый с пятнами кальцита; 10, 11 – соответственно, известняк светло-серый и кальцитовые прожилки в нем; 12–17 – карбонатные прожилки рудной стадии; Величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ во флюиде рассчитаны для 300°С по уравнениям Y.-E. Zheng, H. Omoto. Обр. Бер-1–8 отобраны в карьере О.Ю. Плотинской. Температура гомогенизации в обр. 1 составляет 229–269°С.

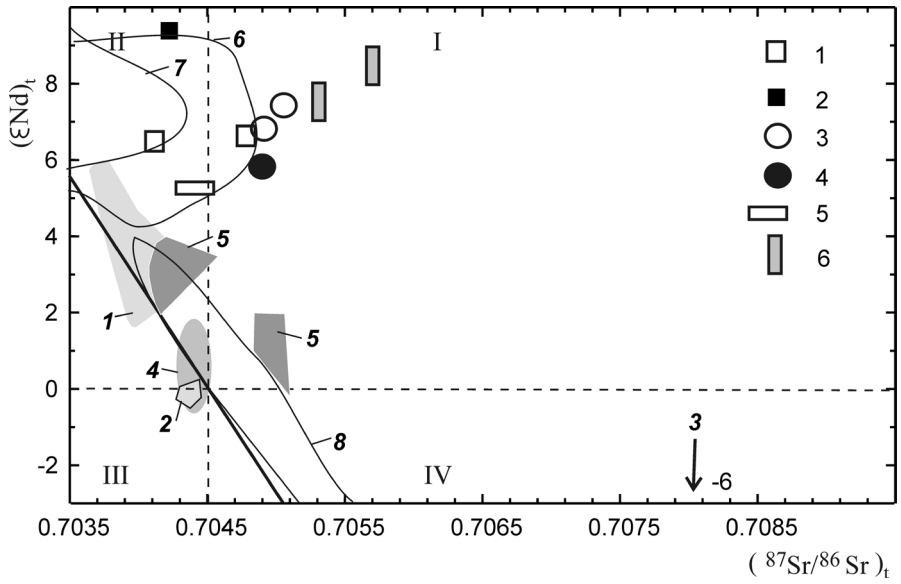

Рис. 2. Соотношения между значениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ и $(\varepsilon Nd)_t$ в диоритоидах, метасоматитах и жильных карбонатах.

1, 2 – соответственно, серицитизированные кварцевые диориты и кальцит-серицит-парагонит-кварцевые метасоматиты по ним, Северо-Томинское месторождение; 3, 4 – соответственно, слабо-умеренно и сильно серицитизированные диоритовые порфириты, Березняковское месторождение; 5, 6 – карбонаты, соответственно, Северо-Томинского и Березняковского месторождений. Изотопные значения рассчитаны на возраст 429 млн. лет. Цифровые обозначения: *1–3* – окраинно-континентальные Cu-порфировые месторождения западного побережья Америки: *1* – породы рудного узла Эль-Теньентье, верхняя часть поля соответствует базальтам, нижняя – вулкано-плутоническому комплексу [37]; *2* – адакиты месторождения Лос-Пеламбрес [32]; *3* – монцониты месторождения Сан-Мануэль-Каламазу [26]; *4* – внутриконтинентальные юрские адакиты крупных Cu-порфировых месторождений рудного поля Дексинг в Южном Китае [39]; *5* – поле соответствует габбро и гранодиоритам возможно надсубдукционных рудоносных массивов скарново-медно-порфировой зоны Банат, Карпаты, Румыния [24]; *6–8* – по [39]: *6* – MORB с возрастом 179–400 млн. лет, Аппенины, Калифорния, Индия, Китай, *7* – кайнозойские субдукционные океанические корообразованные (subducted oceanic crust-derived) адакиты Филлипин, Коста-Рики, штата Калифорния, *8* – адакиты, образовавшиеся при частичном плавлении нижней коры (newly underplated thick lower crust) Новой Зеландии и батолита Кордильера Бланка в Южной Америке. Прямая линия отвечает мантийной последовательности, I–IV – квадранты по [19].

измененным диоритоидам, дают значения 425.2 ± 3.6 млн. лет для Северо-Томинского месторождения (табл. 2, ан. 2, 3) и 428 ± 3.9 млн. лет для Березняковского месторождения (табл. 2, ан. 5, 6). Поэтому можно довольно уверенно полагать, что примерное совпадение конкордантного возраста по циркону и двух Rb/Sr датировок не является случайным и отражает близкий силурийский возрастной интервал (420–430 млн. лет) становления обоих массивов томинско-березняковского вулкано-плутонического комплекса и связанного с ним рудного процесса. Геологический силурийский возраст Биргильдинского медно-порфирового кварц-диоритового массива, расположенного на западной границе рудного поля, был предложен Л.Н. Ромашовой [14], а также поддержан Е.А. Белгородским и Р.Г. Язевой. Ранее один из авторов ошибочно считал, что указанный комплекс, а соответственно и рудоносные массивы, имеют D_3-C_1 возраст [7], что основывалось на результатах последней геологической съемки. Необходимо также отметить, что серициты из метасоматитов на K-Ar диаграмме приурочены к тренду, расчет которого после компенсации потери аргона, дает “изохронный” возраст, равный 330 млн. лет [4]. Это значение возраста явно определяется поздними низкотемпературными метаморфическими преобразованиями серицита, в том числе в связи со становлением Челябинского плутона.

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ Sr, Nd В ПОРОДАХ И Sr, Nd, C, O–B КАРБОНАТАХ

Изотопный состав данных элементов приведен в табл. 2–4 и на рис. 2, 3. Диоритоиды массивов, наиболее детально охарактеризованные в [4], имеют преимущественно кварц-диоритовый состав. Они повсеместно гидротермально изменены. Проанализированные на изотопы пять образцов кварцевых диоритов имеют близкий состав (мас. %): SiO_2 – 59–63, TiO_2 – 0.3–0.5, Al_2O_3 – 16–17, Fe_2O_3 – 1.8–3.4, FeO – 3–5, MgO – 2–5, CaO – 2–4, Na_2O – 2–4, K_2O – 0.7–1.2, S – 0.2–5.2, CO_2 – 1–3, H_2O – 3–4. Мелкозернистый ксеноморфный часто порфировый агрегат представлен альбит-олигоклазом, кварцем, хлоритом, указанной трехслюдяной ассоциацией. Подсчитать или пересчитать химический состав на минеральный не представляется возможным, можно только сказать, что количество хлорита

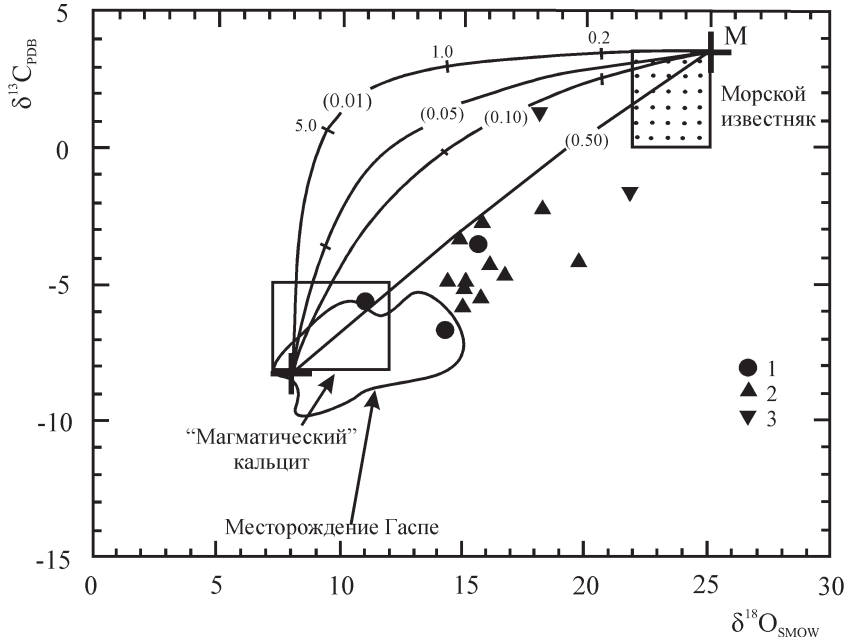

Рис. 3. Соотношение значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в карбонатах.

1, 2 – карбонат из прожилков и метасоматитов в диоритоидах соответственно Томинского медно-порфирового и Березняковского золото-порфирового месторождений; 3 – перекристаллизованные известняки Березняковского месторождения. Остальные обозначения по [22]. Линии отвечают изменению соотношения изотопов в кальците, изотопный состав которого рассчитан для 450°C при взаимодействии магматической воды ($\delta^{18}O$ = +6‰, $\delta^{13}C$ = –8‰) с мрамором ($\delta^{18}O$ = +25‰, $\delta^{13}C$ = +3.5‰) при различных значениях вода/порода (исходные компоненты в мас. %) и X_{CO_2} (в скобках).

варьирует от 0 до 15 об. %, а тонкозернистых слюд (гидратированных на Березняковском месторождении) от 5–10 до 15–25 об. %. Обычно присутствует до 3–5 об. % карбоната и пирита. Амфибол, биотит, калиевый полевой шпат не были встречены в рудном поле ни разу. Соотношение между калиевой и натриевыми слюдами сильно варьирует так же, как заметно изменяются содержания Rb и Sr при гораздо большей стабильности содержаний РЗЭ (табл. 5). Состав хлорит-серицит-парагонит-кварцевого метасоматита отвечает (мас. %): SiO_2 – 59.2, TiO_2 – 0.5, Al_2O_3 – 16.5, Fe_2O_3 – 3.0, FeO – 4.7, MgO – 5.3, CaO – 1.1, Na_2O – 2.0, K_2O – 0.9, S – 1.6, CO_2 – 0.5, H_2O – 4.4. Выше уже указывалось, что данное кислотное выщелачивание по K-Na химизму соответствует натриевому профилю рудоносных гранитоидов и, скорее всего, должно быть во времени сближено со становлением гранитоидов, как это принимается всеми исследователями медно-порфировых систем. Нижеприводимые значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ округлены до четвертого знака после запятой, как это и делается при изотопных исследованиях рудных объектов в связи с флуктуациями изотопного состава за счет различных факторов (метасоматоз, смешение и т.д.). Необходимо оговорить, что величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ в измененных гранитоидах большинства медно-порфировых систем принципиально близка (в пределах до третьего знака после запятой) к изохронному значению $(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$ неизмененных гранитоидов, если оно установлено. Это позволяет использовать изотопные характеристики измененных гранитоидов для целей рудной геологии, что неоднократно отражалось в литературе. Для наших объектов значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ и $(\varepsilon Nd)_t$ рассчитаны на возраст в 429 млн. лет. Величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ в диоритовых порфиритах Березняковского массива варьирует в довольно узких пределах (0.7049–0.7051, 3 пробы), несмотря на различную степень серицитизации гранитоидов (табл. 2, рис. 2). Для Северо-Томинского месторождения величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношения колеблется в значительно большем интервале. В пропилитизированном и слабо серицитизированном кварцевом диорите она составляет 0.7050, а в сильно серицитизированном кварцевом диорите и в аподиоритовом хлорит-серицит-парагонит-кварцевом метасоматите – соответственно 0.7041 и 0.7042. Величина $(\varepsilon Nd)_t$ во всех гранитоидах (без метасоматита) отвечает 5.9–7.5 (табл. 3). В метасоматите она составляет 9.4. В жильных карбонатах изотопный состав стронция в первом прближении согласуется с таковым же рудоносных гранитоидов (табл. 4). На Березняковском месторождении $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношение в карбонатах несколько выше, чем в гранитоидах, составляя в рудных и безрудных жилах 0.7051–0.7059. Только в одном образце карбоната из кальцит-анкеритовой жилы эта величина отвечает 0.7073. В кальците из темно-серого частично перекристаллизованного из-

вестняка, ограниченно развитового на месторождении, значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения составляет 0.7078. В кальците из пострудной жилы и анкерите из аподиоритового серицит-парагонит-кварцевого метасоматита Северо-Томинского месторождения величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения составляет соответственно 0.7044 и 0.7047. Величина $(\varepsilon Nd)_t$ в жильных карбонатах равна 5.4–8.6 (табл. 3), т.е. близка к таковой же в рудоносных диоритах. На диаграмме $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$ карбонаты образуют группу, удаленную от вероятного состава неизмененного известняка (рис. 3, табл. 4). В карбонате не наблюдается зависимостей между $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ДИОРИТАХ И МЕТАСОМАТИТАХ ПО НИМ

Редкоземельные элементы

Диоритоиды характеризуются близкими содержаниями суммы РЗЭ (24–52 г/т), величинами $(La/Yb)_n$ отношения (3–10), сближенным и близпараллельным положением спектров распределения РЗЭ, отсутствием европиевой аномалии (рис. 4). Все спектры обладают специфической особенностью, которая ранее нами для кварцевых диоритов других медно-порфировых месторождений Урала отчетливо не наблюдалась: в целом, при нисходящей их форме, нормированные значения компонентов от гольмия до лютеция несколько возрастают (рис. 4, 1–4, 12, 13). На *Березняковском месторождении* спектры РЗЭ в пропилитизированных и слабо серицитизированных диоритовых порфиритах нижних частей рудных скв. 56 и 58 образуют очень сближенную группу, независимо от степени серицитизации гранитоидов. Характерно весьма низкое содержание суммы РЗЭ (29–34 г/т), величина $(La/Yb)_n$ составляет 3.3–5.4. Некоторые отличия наблюдаются для пробы из скв. 54, находящейся на периферии месторождения – сумма РЗЭ отвечает 52 г/т, а $(La/Yb)_n$ равно 9.8. Сильная серицитизация, завершившаяся образованием слюдисто-кварцевых метасоматитов, приводит или к слабому выносу тяжелых РЗЭ (рис. 4а, 6, 7) или к очень сильному понижению содержаний всех элементов (рис. 4а, 8, 9). В последнем случае спектры примерно параллельны спектрам исходных пород, однако появляются некоторые их осложнения. Для обр. 9 это слабый цериевый минимум, а для обр 8 – слабый европиевый максимум при значительном селективном выносе промежуточных РЗЭ. Содержание суммы РЗЭ в сильно серицитизированных гранитоидах и слюдисто-кварцевых метасоматитах составляет 2–40 г/т, а величина $(La/Yb)_n$ отношения – 2–8. Резко выделяется спектр пирофиллит-кварцевого метасоматита: TR = 38 г/т, $(La/Yb)_n$=31 (рис. 4а, 10). На *Томинском месторождении* спектры РЗЭ в минимально серицитизированных кварцевых диоритах и образовавшихся по

Таблица 5. Содержания микроэлементов в типовых пробах по ICP-MS анализу, г/т

Элементы	По-389-124	По-385-166	По-407-282	По-56-239.5	По-58-188	По-56-347
Li	6.2	8.3	7.8	12.0	10.8	10.8
Be	0.53	0.69	0.56	0.56	0.54	0.57
Rb	4.0	27.5	11.1	12.4	18.1	35.1
Cs	0.42	0.80	0.41	1.48	1.30	1.94
Ba	111	210	112	149	248	304
Sr	145	161	311	241	284	142
Zr	46.9	18.2	19.1	37.1	41.0	43.6
Hf	1.29	0.58	0.74	1.06	1.16	1.21
Nb	2.03	4.92	2.84	2.21	2.13	2.33
Ta	0.18	0.46	0.25	4.63	0.20	0.21
W	0.68	2.60	1.63	0.72	0.84	1.06
Ti	1949	2282	2217	2102	2270	1915
V	109	112	162	119	139	118
Cr	61	162	1.6	64	85	36
Mn	1023	26	260	1611	761	525
Co	12.6	14.8	62.9	8.0	11.4	15.0
Ni	8.9	12.3	9.8	5.2	6.6	6.4
Mo	0.23	3.47	1.19	0.22	0.39	0.56
Cu	8	786	2199	46	52	148
Zn	45	21	25	67	64	552
Pb	2.18	2.29	1.99	3.39	17.92	149
Sc	12.1	10.9	18.4	14.4	17.1	19.4
Ga	17.9	18.6	18.6	17.4	18.0	20.14
Ge	1.32	1.54	1.33	1.17	0.83	1.05
Ag	0.06	0.24	0.49	0.12	0.41	3.34
Cd	0.014	0.015	0.091	0.034	0.025	3.54
Sn	0.53	2.48	1.43	0.42	0.53	0.90
Sb	0.97	1.97	2.15	1.86	2.99	36.91
Te	0.004	0.126	0.062	н/о	0.606	3.342
Tl	0.11	0.30	0.18	0.29	0.50	0.68
Bi	0.003	0.138	0.200	0.012	0.006	0.015
La	3.210	3.829	5.448	4.47	5.879	5.432
Ce	8.073	9.589	13.627	11.057	13.336	13.713
Pr	1.164	1.209	1.809	1.379	1.607	1.626
Nd	5.611	5.233	8.493	5.98	6.806	6.853
Sm	1.307	1.099	1.873	1.337	1.351	1.339
Eu	0.425	0.362	0.506	0.385	0.354	0.348
Gd	1.241	0.918	1.413	1.254	1.174	1.031
Tb	0.161	0.109	0.165	0.183	0.171	0.139
Dy	0.938	0.557	0.878	1.163	1.024	0.850
Ho	0.191	0.104	0.163	0.254	0.216	0.182
Er	0.579	0.287	0.464	0.776	0.672	0.579
Tm	0.089	0.044	0.071	0.123	0.109	0.096
Yb	0.632	0.325	0.500	0.894	0.805	0.728
Lu	0.116	0.057	0.082	0.145	0.135	0.122
Y	5.011	2.346	3.837	7.033	5.668	4.312
Th	0.59	0.84	0.92	1.46	1.58	1.63
U	0.27	0.34	0.46	0.72	0.89	0.82

Примечание. Характеристика проб дана в табл. 2.

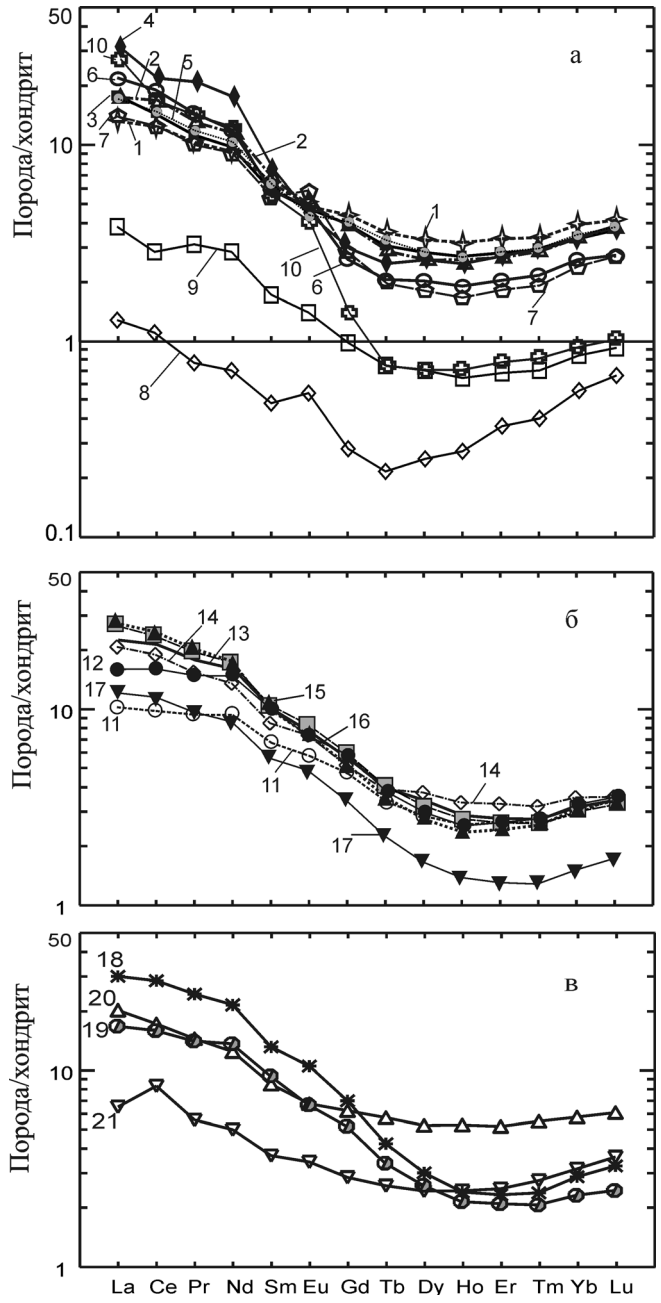

Рис. 4. Нормированное по хондриту [38] распределение редкоземельных элементов в породах Березняковского (а) и Северо-Томинского (б, в) месторождений.

Березняковское месторождение. 1–6 – базокварцевые диоритовые порфириты: пропилитизированные (1), слабо-умеренно серицитизированные (2–4) и умеренно-сильно серицитизированные (5, 6); 7–9 – апогранитоидные гидросерицит (Pa, Mu)-кварцевые метасоматиты; 10 – пирофиллит-кварцевый метасоматит. Северо-Томинское месторождение: 11–13 – слабо-умеренно серицитизированные кварцевые диориты (11, 12) и диоритовые порфириты (13); 14–17 – умеренно и сильно серицитизированные кварцевые диориты; 18, 19 – карбонат-хлорит-серицит (Pa, Mu)-кварцевые метасоматиты по кварцевым диоритам; 20, 21 – серицитизированные кварцевые диориты с очень высоким содержанием трещинного молибденита.

ним слюдисто-кварцевых метасоматитах принципиально не различаются (рис. 4б, в). Сумма РЗЭ составляет 24–49 (редко до 58) г/т, значение $(La/Yb)_n$ отвечает 3–9 (редко до 11).

Рубидий и стронций

В отличие от редкоземельных элементов, рубидий и стронций являются наиболее мобильными элементами, что определяет очень сильные вариации их содержаний даже в слабо метасоматически измененных гранитоидах, что было показано ранее нами и многими другими иссследователями для различных месторождений. Серицитизированные диоритоиды и метасоматиты Томинского месторождения содержат 0.5–1.2 мас. % K_2O, 4–26 г/т, Rb и 0.3–1.4 г/т Cs. Для Березняковского месторождения эти цифры несколько выше, составляя соответственно 1.1–1.7 мас. %, 12–35 г/т и 1.3–2.5 г/т. Возрастанию содержаний этих элементов соответствует наблюдаемая смена трехслюдяной ассоциации (мусковит, парагонит, калинатровая слюда) на гип-, мезоабиссальном уровне существенно гидромусковитовой ассоциацией (с подчиненным количеством гидропарагонита) на субвулканическом уровне. Корреляции между щелочными элементами отчетливо не выражены. Содержание стронция в измененных гранитоидах Березняковского месторождения заметно ниже (130–270 г/т), чем на Томинском месторождении (170–350 и до 630 г/т), что подтверждает большую интенсивность метасоматического изменения пород на Березняковском месторождении по сравнению с Томинским.

Халькофильные и другие рудные элементы

Умеренная и сильная серицитизация диоритов обычно сопровождается привносом халькофильных и ряда литофильных малых элементов. На Северо-Томинском месторождении от слабо серицитизированных до умеренно-сильно серицитизированных (включая слюдисто-кварцевые метасоматиты) диоритов содержания указанных элементов обычно заметно возрастают, соответственно отвечая (здесь и далее в г/т): Cu (8–48 и 108–2199), Mo (0.2–0.5 и 1.2–11.3), Ag (0.06–0.09 и 0.1–0.5), Cd (0.01–0.03 и 0.02–0.09), Sb (1.0 и 1.3), Te (0.01–0.04 и 0.03–0.13), Tl (0.10 и 0.15–0.30), Pb (2.2–2.4 и 1.7–5.5), Bi (0.00–0.04 и 0.04–0.31), Sn (0.5–0.7 и 0.7–1.4), W (0.6–0.8 и 1.3–4.2). Максимальные содержания халькофильных элементов зафиксированы в двух пробах, взятых из небольших участков измененных кварцевых диоритов с очень высокой концентрацией трещинного молибденита: Cu (1597 и 3369), Mo (936 и 9681), Re (1.8 и 7.6), Ag (0.8 и 0.7), Cd (0.9 и 10.5), Tl (1.9 и 0.2), Pb (5.2 и 18.9), Bi (0.4 и 13.8), As (1.3 и 1.7), Hg (0.07 и 0.11), In (0.01 и 0.04), B (146 и 125).

На Березняковском месторождении содержания халькофильных элементов значительно выше. По мере перехода от пропилитизированного диоритового порфирита к слабо серицитизированным, умеренно серицитизированным диоритовым порфиритам и далее к гидросерицит-кварцевым метасоматитам намечается тенденция возрастания в них содержаний Cu (46, 52–108, 131–148, 700–781), Ag (0.12, 0.41–0.73, 0.70–3.3, 2.0–3.5), Cd (0.03, 0.03–0.15, 1.4–3.5, 0.9–1.2), Sb (2, 3–22, 29–37, 154–165), Te (не обн., 0.1–0.6, 3–6, 15–24), Tl (0.3, 0.5–1.1, 0.7–8.4, 6–13), Pb (3, 8–18, 14–149, 32–386), Bi (0.01, 0.01–0.22, 0.02–1.01, 1.8–2.4), а также Sn (0.4, 0.4–0.7, 0.9–3.6, 1.6–2.6). Для W этот ряд составляет 0.7, 0.8–5.7, 1.1–3.3, 1.2–1.7. Накопления Mo (0.1–0.2) в данном ряду не происходит. Максимальные содержания большинства халькофильных элементов фиксируются в пирофиллит-кварцевом метасоматите: Cu (5044), Mo (4.2), Ag (7.5), Cd (3.6), Bi (7.6), Zn (600), Sb (682), Te (20). Аналогичная концентрация наблюдается и для ряда литофильных элементов: Sn (4.8), W (20.5).

На Северо-Томинском месторождении содержание золота (по нейтронно-активационному анализу) в сульфидных концентратах заметно варьирует. Пирит из вкрапленности и сегрегаций в кварцевых диоритах за пределами рудных тел содержит 0.1–0.5 г/т Au (5 проб), в двух пробах количество Au в пиритовых концентратах достигает 1.0–1.2 г/т. В пирите из пирит-кварцевых прожилков количество Au составляет обычно 1.3–3.1 г/т (3 пробы). Наконец, в халькопирит-пиритовых концентратах, извлеченных из вкрапленности и прожилков в районе рудных тел, количество золота равно 3.7–28.6 г/т (4 пробы).

Другие малые элементы

Диоритоиды содержат малое количество Y – 4–8 г/т. Содержание Ni уменьшается от 8–12 г/т в Томинском месторождении до 3–6 г/т в Березняковском месторождении, что может быть связано с его выносом. Zr и Hf, а также Nb и Ta, являются единственными элементами, которые образуют хорошие прямые линейные корреляционные пары (рис. 5). Zr и Hf образуют единый тренд для обоих месторождений при обычно повышенных содержаниях этих элементов в Томинском месторождении. Величина Zr/Hf отношения варьирует от 30 до 37. Nb и Ta образуют самостоятельные тренды, причем их содержания в породах Томинского месторождения больше, чем в породах Березняковского. Величины Nb/Ta отношения соответственно составляет 9–14 и 11–19 (до 23). На Томинском месторождении содержания большинства некогерентных элементов мало зависят от степени изменения кварцевых диоритов, составляя во всех группах пород: Li (6–16), Be (0.5–0.9), Sc (8–18), Ga (17–20), Ge (1.3–1.4), Y (2–8), Zr (обычно 42–59), Hf (обычно 1.2–1.6), Nb (2.0–4.2), Ta (0.2–0.5), Ba (76–210), Th (0.5–1.8), U (0.3–0.8). То же относится к сидерофильным элементам. В то же время на Березняковском месторождении для большинства литофильных элементов наблюдается понижение их содержаний от измененных диоритоидов к метасоматитам: Li – (11–17 и 2–7), Be (0.4–0.5 и 0.03–0.3), Sc (9–19 и 1–6), Y (4–7 и 0.5–1.6), Zr (36–44 и 14–26), Hf (1.1–1.3 и 0.4–0.9), Nb (1.9–2.3 и 1.0–1.4), Ta (0.1–0.2 и 0.04–0.08), Ba (149–303 и 11–114), Th (1.1–1.6 и 0.1–1.3) и Ga (17–20 и 4–14). Содержания Ge (0.8–2.1) и U (0.6–1.7) не испытывают закономерных колебаний при метасоматозе. Для элементов группы железа не наблюдается сильной вариации содержаний и четкой закономерности поведения. Между содержаниями Li и Be в породах устанавливается тенденция прямой зависимости для каждого месторождения, но в целом связь отсутствует полностью. Хорошая прямая линейная зависимость наблюдается между Ti и V в породах Березняковского месторождения. Для последнего наблюдается тенденция прямой связи между Cu и

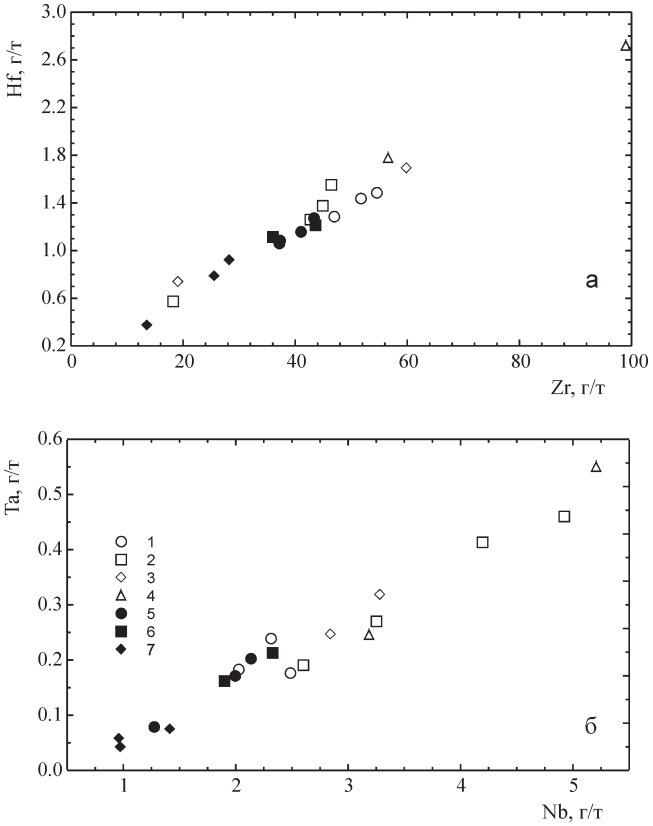

Рис. 5. Соотношения между Zr и Hf, Nb и Ta в породах Северо-Томинского (1–4) и Березняковского (5–7) месторождений.

1, 5 – слабо серицитизированные диоритоиды; 2, 6 – умеренно-сильно серицитизированные диоритоиды; 3, 7 – аподиоритовые карбонат-хлорит-мусковит-парагонит-кварцевые метасоматиты; 4 – серицитизированные кварцевые диориты с очень высоким содержанием молибденита.

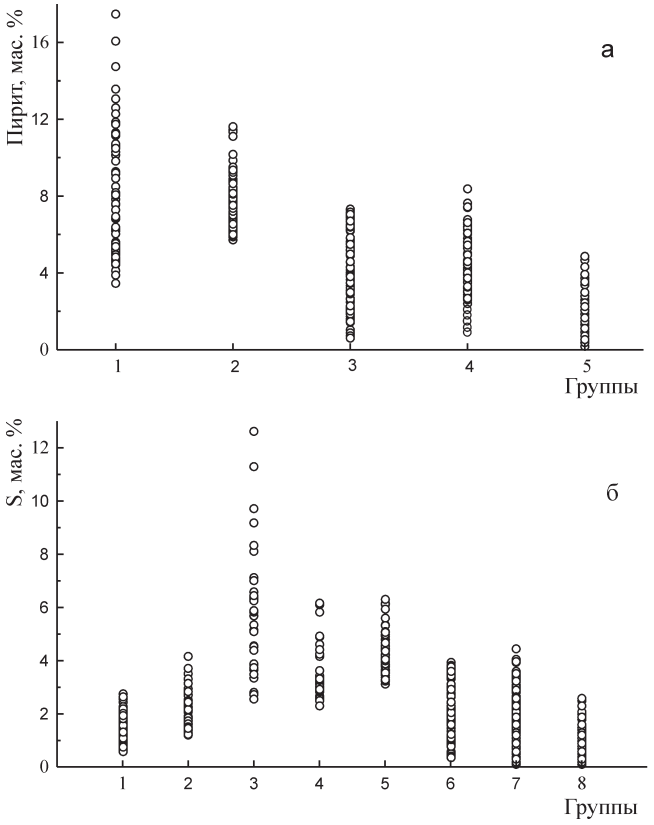

Рис. 6. Содержание пирита в диоритоидах Березняковского массива (а) и серы в Томинском, Березняковском массивах (б).

а: 1 – минерализованные интервалы, существенно моноцинковые или золотоносные, скв. 56 (67 проб); 2 – пустые интервалы, перемежающиеся с минерализованными интервалами, скв. 56 (73 пробы); 3 – пустой большой интервал мощностью 211 м в нижней части скв. 56 (103 пробы); 4 – пустой большой интервал мощностью 150 м на удалении от минерализованных зон (78 проб), скв. 58; 5 – совершенно не минерализованные диоритовые порфириты из периферической части месторождения по скв. 43, 49, 50, 54 (66 проб). В группах 1–4 пробы характеризуют метровые интервалы, в группе 5 – десятиметровые интервалы.

б: 1, 2 – соответственно, Северо-Томинское месторождение (81 проба) и Калиновское рудопроявление (45 проб); 3, 4 – Березняковское месторождение, скв. 56, инт. 39–159 м: 3 – золотоносные интервалы (33 пробы), 4 – моноцинковые интервалы (27 проб), 5–8 – см. описание групп 2–5 в графике содержания пирита (а).

Sb, Cu и Te, что определяется преимущественным нахождением этих элементов в блеклой руде.

Сера в породах

Рассмотрение поведения серы представляет особый интерес, так как она является главным компонентом комплексов халькофильных элементов. В данной статье приведены краткие сведения, полностью материал изложен в [3]. Диоритоиды во всем объеме массивов в той или иной степени сульфидизированы (в основном пиритизированы). Интерпретация данных опробования Полетаевской ПСП (рис. 6) свидетельствует о значительном увеличении количества серы в гипогенных рудных (минерализованных) зонах от мезо-гипабиссального Северо-Томинского медно-порфирового (0.5–2.8 мас. %, весь массив) к гипабиссальному Калиновскому рудопроявлению (1.2–3.8 мас. %) и далее к субвулканическому эпитермальному Березняковскому золото-порфировому месторождению (2.5–6.5 мас. %). В периферической, совершенно безрудной части Березняковского массива содержание серы варьирует от 0.2–0.5 до 2.6–4.0 мас. %. В колонне по вертикали происходит понижение содержания меди и возрастание содержаний золота и цинка. Образование основной массы пирита явно связано с объемным метасоматическим изменением пород. Как показано выше, в Березняковском массиве его количество увеличивается от периферии массива в сторону рудной зоны, где также возрастает от безрудных интервалов к рудным, свидетельствуя о привносе серы в дорудную и рудную стадии.

РЗЭ В КАРБОНАТАХ

Форма спектров РЗЭ в прожилковых карбонатах Березняковского и Северо-Томинского месторождений заметно варьирует, но всем образцам свойственна в различной степени выраженная положительная европиевая аномалия (рис. 7). Наблюдаются крышеобразная, нисходящая, восходящая и субгоризонтальная формы спектров при преобладании крышеобразной формы. Величина $(La/Yb)_n$ отношения обычно варьирует от 1 до 3 (табл. 6), составляя в двух пробах 0.5, 0.9 и в двух других – 17.5, 17.9 (нисходящие крутые спектры). Сильно варьирует и сумма РЗЭ (от 5 до 158 г/т). Большая часть спектров жильных карбонатов находится выше спектра известняка и ниже поля составов РЗЭ в рудоносных гранитоидах. Возможно, это свидетельствует о влиянии редкоземельного состава известняков и диоритов на редкоземельный состав жильного карбоната. В принципе жильным карбонатам Березняковского и Северо-Томинского месторождений свойственен одинаковый набор форм спектров. Однако накопление средних РЗЭ в послерудных карбонатах с крышеобразными спектрами на Северо-Томинском месторождении выражено гораздо слабее, чем на Березняковском месторождении. Отметим, что послерудные карбонаты из центральной части Березняковского месторождения характеризуются нисходящей формой спектра или весьма низкой концентрацией средних РЗЭ по сравнению с легкими и тяжелыми (меньшей выпуклостью кривых) в крышеобразном спектре. В периферической части этого месторождения, вблизи вмещающих вулканогенно-осадочных пород, карбонаты из пострудных прожилков выделяются очень резко выраженной крышеобразной формой спек-

тров (ан. 10, 11, табл. 6, рис. 7) и низкой суммой РЗЭ (5 и 10 г/т). Для двух карбонатов рудного этапа из периферической части Березняковского месторождения характерна слабо нисходящая форма спектра, а для третьего – слабо выраженная крышеобразная форма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные подтверждают ранее высказанное положение о генетическом единстве мезо-гипабиссального Cu-порфирового Северо-Томинского и субвулканического эпитермального золото-порфирового Березняковского месторождения, которые целесообразно отнести к одной вертикально протяженной рудно-магматической системе, имеющей древний (в отличие от наших ранних представлений) силурийский абсолютный возраст – 420–430 млн. лет. Наблюдающиеся некоторые вещественные различия месторождений могут быть обусловлены эволюцией флюидно-магматической системы. Кратко рассмотрим интерпретацию вышеизложенных вещественных изотопно-геохимических характеристик двух месторождений. Петрохимические и минералогические критерии генетического родства месторождений приведены нами ранее [4–7].

Измененные гранитоиды кварцдиоритового состава обоих месторождений характеризуются весьма низкими значениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ и высокими $(\varepsilon Nd)_t$, которые едва ли стоит слишком отрывать от первичных значений. Об этом свидетельствует и их близость к величинам $^{87}Sr/^{86}Sr$ жильных карбонатов. На графике $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$–$(\varepsilon Nd)_t$ гранитоиды по величине $(\varepsilon Nd)_t$ находятся несколько выше анализов большинства других медно-порфировых диоритоидов Урала [9] и других регионов, а также линии мантийной последовательности для базальтоидов современных океанов (рис. 2). Необходимо подчеркнуть, что вулканиты колчеданных месторождений Магнитогорской зоны и Левихинского месторождения характеризуются (при расчете на возраст соответственно 410 и 430 млн. лет) еще большим значением $(\varepsilon Nd)_t$ = 7–12 при близких к нашим значениям $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.7041–0.7055 [13, 36]. В свете одного из последних обобщений [39] они тяготеют

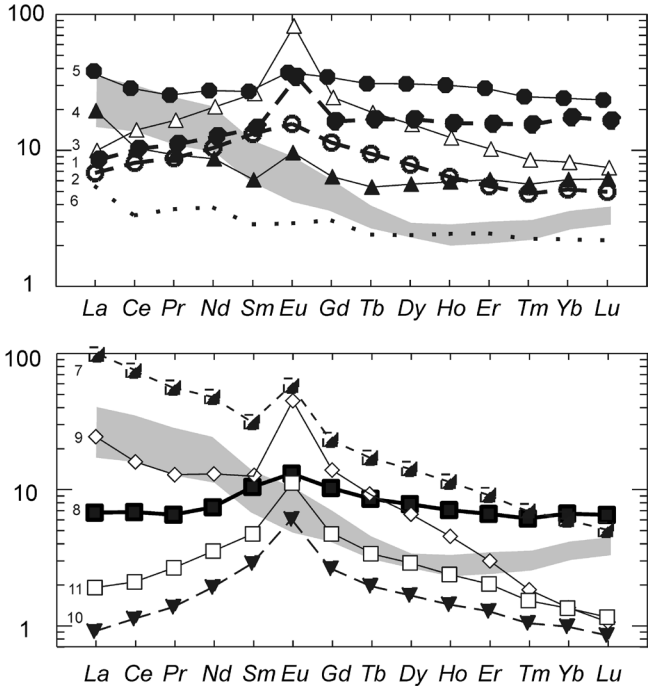

Рис. 7. Нормированные по хондриту [38] спектры РЗЭ в карбонатах месторождений Томинско-Березняковского рудного узла. Затемненное поле – спектры РЗЭ кварцевых диоритов Томинского и Березняковского рудоносных массивов. Интерпретация нумерации спектров дана в табл. 6.

Таблица 6. РЗЭ в карбонатах из месторождений Томинско-Березняковского рудного узла

№ п.п.	Номер пробы	Минерал	Сумма РЗЭ, г/т	La, г/т	Eu, г/т	Yb, г/т	$(La/Yb)_N$
1	397-208	Ca	47.35	2.80	2.65	3.82	0.49
2	21-86	Ank	30.89	2.28	1.23	1.16	1.32
3	Бер-1	Ank,Dol	56.43	3.03	5.84	1.66	1.22
4	Бер-3	Ca, Ank	31.62	6.42	0.74	1.34	3.20
5	Бер-8	Ca	118.49	14.04	3.28	6.10	1.54
6	Бер-7	Ca	12.22	1.91	0.24	0.52	2.48
7	210-240.5	Ca	158.22	33.40	4.31	1.27	17.53
8	43-208	Ank	26.80	2.24	1.02	1.47	1.02
9	Бер-5	Ca	57.10	10.04	4.33	0.37	17.96
10	Бер-2	Ank	5.32	0.28	0.43	0.20	0.92
11	Бер-4	Ca	10.28	0.62	0.86	0.30	1.41

Примечание. 1, 2 – Северо-Томинское месторождение: 1 – кварц-кальцитовый прожилок, 2 – анкерит-слюдисто-кварцевый метасоматит; 3–11 – Березняковское месторождение: 3–5 – карбонатные прожилки рудной стадии, 6 – известняк темносерый с пятнами кальцита, 7–11 – кварц-карбонатные и карбонатные прожилки пострудные.

к полям древних MORB и субдукционных океанических коробразованных (subducted oceanic crust-derived) адакитов. Это параллелизуется с наиболее древним возрастом Томинско-Березняковской системы в группе медно-порфировых месторождений Урала. Изотопные данные не оставляют сомнений в том, что рудоносные гранитоиды обоих месторождений содержат преобладающую долю мантийного компонента при незначительной примеси сиалического материала верхней коры. Изотопные данные, низкие содержания суммы РЗЭ (24–52 г/т) при совмещенности спектров и отсутствии европиевой аномалии, положение на диаграммах Ta–Yb и Rb–(Y + Nb) по [31], очень низкие содержания U и Th позволяют относить рудоносные гранитоиды к островодужному геохимическому типу с единым нижнекорово-мантийным источником базитового состава. На диаграмме La/Yb–Yb гранитоиды обоих месторождений находятся в поле известково-щелочных островодужных гранитоидов (La/Yb = 3.4–9.7, Yb = 0.6–0.9), в то время как на диаграмме Sr/Y–Y – в поле адакитов (Sr/Y = 29–76, Y = 2.3–8.0). Столь противоречивое положение гранитоидов на диаграммах подтверждает последние обобщения [33 и др.], свидетельствующие о том, что адакиты не являются генетически индивидуализированной группой, тем более, типовой для окраинно-континентальных рудоносных медно-порфировых гранитоидов (как это считалось ранее рядом исследователей). Существует несколько моделей формирования адакитов, в том числе медно-порфировых, в субдукционной зоне на границе слэба и нижней коры или в верхней части слэба, на чем мы здесь останавливаться не будем. В целом, гранитоиды рудного узла по геохимии изотопов и РЗЭ принципиально не отличаются от медно-порфировых гранитоидов кварц-диоритового состава Тагило-Магнитогорской зоны. Это указывает на однотипность источников вещества, связанных с габброидной нижней корой или верхней частью мантии. Нижнекорово-мантийный источник базитового состава, судя по Sr-Nd изотопным данным, свойственен не только всем медно-порфировым гранитоидам Урала [9]. Близкие значения наблюдаются для девонских вулканитов (в том числе колчеданоносных), безрудных девонских гранодиоритов, безрудных и скарново-магнетитовых раннекарбоновых гранитоидов Магнитогорской зоны [2, 13, 15, 36 и др.]. Последующие по возрасту гранитоиды, находящиеся преимущественно в пределах Восточно-Уральской сиалической зоны характеризуются меньшими значениями $(\varepsilon Nd)_t$ и большими $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ [11–13, 18, 21 и др.], что свидетельствует о значительной примеси в них корового материала.

Фиксируемое для карбонатов большее значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в Березняковском месторождении по сравнению с Северо-Томинским (соответственно 0.7051–0.7059 и 0.7044–0.7047), скорее всего может объясняться слабым взаимодействием ювенильного флюида с известняками, незначительно распространенными в пределах Березняковского месторождения. Только в одном образце карбоната величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения достигает 0.7073. Величина $(\varepsilon Nd)_t$ в жильных карбонатах (5.4–8.6) близка к таковой же в рудоносных диоритах, что подтверждает преимущественно ювенильную природу флюида и минимальное его смешение с другими изотопными резервуарами в зоне минералообразования. Заметное удаление анализов карбонатов от вероятного состава неизмененного известняка на диаграмме $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ (рис. 3) также исключает существенное взаимодействие ювенильного флюида с известняками и сильное смешение этих двух изотопных резервуаров.

Необходимо отметить, что мантийные метки Sr и Nd характерны не только для порфировых флюидно-магматических систем островодужного типа. Обычны они и для рудоносных гранитоидов и жильных минералов ряда окраинно-континентальных гигантских месторождений Чили, что интерпретируется как формирование флюидно-магматических систем в верхней мантии (на границе субдукционного шва) при минимальном влиянии верхнекорового материала [37 и др.]. Для рудного поля Эль-Теньентье на рис. 2 показана изотопная эволюция магматизма от базальтов до рудоносного монцодиоритового комплекса. В тоже время, в большинстве американских окраинно-континентальных месторождений штата Аризона [26, 29, 32 и др.] наблюдаются низкие значения $(\varepsilon Nd)_t$, варьирующие от 0 до –12 при величинах $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$, изменяющихся от 0.704–0.705 до преимущественно высоких значений (0.706–0.709). Аналогичные изотопные параметры характерны и для адакитов крупного Cu-порфирового рудного поля Дексинг в Ю. Китае (рис. 2). Изложенные изотопные данные свидетельствуют о том, что Томинско-Березняковская медно-порфировая система едва ли может быть отнесена к типу образований активной окраины континента. По совокупности всех материалов, она отвечает производным магматизма островодужного геохимического типа. Наиболее близки к нашим геодинамическим представлениям разработки, представленные в ряде работ В.С. Попова [13 и др.]. Исключительно широкое распространение в пределах восточного склона Урала интрузий порфировых диоритоидов, в различной степени серицитизированных и пиритизированных, позволяет выделить Урал, на основе недавних теоретических разработок [16], как специфическую медно-порфировую провинцию.

Возможно небольшое утяжеление изотопного состава углерода в карбонатах Северо-Томинского месторождения по сравнению с Березняковским (рис. 3). Интерпретация изменения изотопных отношений водорода, серы в минералах при верти-

кальной эволюции первично натриевой флюидно-магматической системы была дана нами ранее совместно с Б.Г. Покровским и В.И. Сотниковым [4, 5, 7, 8]. Отметим только, что величина $\delta^{34}S$ сульфидов возрастает от –1.0…–4.9‰ (среднее –1.9‰ по 9 анализам, в одном ан. –7.7‰) на гипабиссальном уровне – до +1.6…+6.5‰ (среднее +3.3‰ по 8 ан.) на субвулканическом уровне. Утяжеление изотопного состава серы вверх по разрезу неоднократно наблюдалось в колчеданоносных рудных полях Канады и ряда других регионов. Считается, что оно связано с взаимодействием поднимающейся флюидной колонны с вмещающими породами, а также понижением давления и температуры флюида. Величина δD в слюдах обоих месторождений составляет –48…–75‰ (9 ан.). В целом, все данные по изотопии свидетельствуют об ювенильной природе флюида, что характерно для многих гидротермальных месторождений [1 и др.]

Тесная совмещенность спектров РЗЭ диоритоидов обоих месторождений свидетельствует о принципиально едином магматическом источнике. Слабая-умеренная серицитизация и пропилитизация диоритов не приводят к существенной миграции РЗЭ. Больший вынос РЗЭ при образовании слюдисто-кварцевых метасоматитов на Березняковском субвулканическом месторождении по сравнению с Северо-Томинским может быть обусловлен высокой кислотностью флюида на первом. Ранее на примере месторождений Тагило-Магнитогорской зоны нами было показано [9], что при сильном увеличении кислотности флюида имеет место значительный вынос РЗЭ с появлением Eu минимума, что находит экспериментальное подтверждение в связи с хлоридным комплексообразованием [10, 30 и др.].

Одинаковый набор форм спектров РЗЭ жильных карбонатов обоих месторождений может являться дополнительным доказательством правильности отнесения месторождений к образованиям одной флюидно-магматической системы. Однако, большее накопление средних РЗЭ в послерудных карбонатах с крышеобразными спектрами на Березняковском месторождении по сравнению с Северо-Томинским позволяют говорить (если полагать, что крышеобразные спектры отражают взаимодействие флюида с метаморфическими толщами [27, 30 и др.]), о возрастании продолжительности взаимодействия ювенильного флюида с вмещающими породами по мере продвижения вверх. Это согласуется с более высоким стратиграфическим положением в разрезе Березняковского месторождения по сравнению с Северо-Томинским в период их образования. Увеличение роли крышеобразной формы спектров РЗЭ в карбонатах от центральной части к периферии Березняковского месторождения, где распространены вулканогенно-осадочные породы также, возможно, свидетельствует о возрастании их влияния на состав РЗЭ во флюиде в этой части месторождения.

Поведение малых элементов в ряде случаев может являться индикатором условий минералообразования. Так, возрастание содержаний Rb и Cs, как и K/Na отношения, в диоритоидах верхней части системы может объясняться взаимодействием малокалиевого флюида с вмещающими породами и его дифференциацией по мере подъема. Прямая корреляция между Zr и Hf, Nb и Ta может указывать, во-первых, на крайне слабую мобильность этих элементов при метасоматозе, что связано с преимущественным их вхождением в устойчивые к замещению акцесссорные минералы. Во-вторых, можно говорить о близости составов магматических источников, отвечающих, как указывалось, по изотопным данным, базитам нижней коры-верхней мантии. Одинаковый характер спектров привносимых халькофильных элементов (а также W, Sn) подчеркивает генетическое родство мезоабиссального молибден-медно-порфирового и субвулканического золотого (с примесью меди и цинка) месторождений. Однако, Березняковскому месторождению, по сравнению с Томинским, свойственно максимальное накопление Au, Ag, Cd, Zn, Pb, Sb, Te, Bi, Tl и меньшее – Cu и особенно Mo (а так же W, Sn), что и должно быть характерно для вершины вертикально эволюционирующей системы. Дифференциация элементов может быть связана с максимальной концентрацией серы во флюиде в верхней части системы. Отражением этого является очень высокое содержание пирита не только в пределах рудных тел, но и в слабо измененных гранитоидах всего Березняковского массива.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о силурийском возрасте диоритоидов обоих массивов и подтверждают их принадлежность к одной эволюционирующей в пространстве и во времени флюидно-магматической системе. Изотопная Sr-Nd и ICP-MS геохимия подтверждают островодужный геохимический тип гранитоидов, значительную примесь в них мантийного материала и связь рудно-магматических образований с нижнекоровым-верхнемантийным или верхнемантийным метабазитовым источником. На Березняковском месторождении, скорее всего, имело место небольшое смешение ювенильного флюидного и известнякового изотопных резервуаров. В целом, некоторые различия в вещественных параметрах Северо-Томинского и Березняковского месторождений могут быть обусловлены эволюцией восходящей флюидно-магматической системы как за счет понижения давления и температуры, так и за счет взаимодействия с вмещающими породами.

Авторы признательны Ю.Л. Ронкину, О.Ю. Плотинской, А.Н. Ларионову, Д.В. Киселевой, О.П. Лепихиной, Н.В. Чередниченко, геологам Челябинской ГРЭ и многим другим коллегам за помощь в работе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 06-05-64053).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах и в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
2. *Горожанин В.М.* Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 98–108.
3. *Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Вигорова В.Г., Пужаков Б.А.* Ореолы пирита в диоритах Au-Cu-порфировой колонны Томинско-Березняковского рудного узла (Южный Урал) // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 238–241.
4. *Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А*. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 171 с.
5. *Грабежев А.И., Покровский Б.Г., Мурзин В.В*. Изотопный состав кислорода и водорода белых слюд и кварца из разноглубинных месторождений медно-порфировой колонны. Докл. АН. 1998. Т. 358. № 6. С. 664–666.
6. *Грабежев А.И., Русинова О.В., Жухлистов А.П. и др*. Вертикальная рудно-метасоматическая зональность Томинского медно-порфирового рудного узла. // Геология рудных месторождений. 1995. № 6. С. 500–510.
7. *Грабежев А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В. и др.* Березняковское золото-порфировое месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. № 1. С. 38–52.
8. *Грабежев А.И., Сотников В.И., Карпухина В.С.* Изотопный состав пирита и карбоната из разноглубинных месторождений медно-порфировой колонны // Геохимия. 1997. № 2. С. 238–240.
9. *Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л*. Изотопы Sr, Nd и редкие земли в породах и минералах медно-порфировых систем главной вулканогенной зоны Урала // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 330–343.
10. *Жариков В.А.* Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вест. МГУ. Сер. Геол. 1996. № 4. С. 3–12.
11. *Каллистов Г.А., Осипова Т.А.* Природа и возраст лейкогранитов Кременкульского массива // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитных батолитов. Улан-Удэ: Бурятский НЦ СО РАН, 2008. С. 171–172.
12. *Осипова Т.А.*, *Тевелев А.В., Попов В.С., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd и Rb-Sr возраст габброидных пород в Джабыкском батолите (Южный Урал) // Докл. АН. 2008. Т. 418. № 5. С. 670–675.
13. *Попов В.С., Тевелев А.В., Беляцкий Б.В. и др.* Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия мантия–кора // Записки ВМО. 2003. № 3. С. 16–37.
14. *Ромашова Л.Н.* Биргильдинское медно-порфировое месторождение // Геология рудных месторождений. 1984. № 2. С. 20–30.
15. *Ронкин Ю.Л., Журавлев Д.Э., Чащухин И.С*. Sm-Nd изохронное датирование габбро Мостовского массива Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны // Ежегодник-1989. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1990. С. 67–69.
16. *Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др.* База данных и металлогеническая карта крупных и суперкрупных месторождений мира: принципы составления и предварительный анализ результатов // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 219–236.
17. *Русинов В.Л., Коваленкер В.А.* Эпитермальные флюидно-магматические рудообразующие системы: изотопные и геологические данные // Геология рудных месторождений. 1991. № 1. С. 77–81.
18. *Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др.* Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. М.: Изд-во МГУ, 2006. 293 с.
19. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
20. *Arribas A.J., Hedenquist J.W., Itaya T. et al.* Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines // Geology. 1995. V. 23. P. 337–340.
21. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al*. Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the uralides, Russia // Lithos. 2005. V. 81. P. 209–233.
22. *Bowman J.R.* Stable-isotope systematics of scarns // Mineralized intrusion-related skarn systems / D.R. Lentz, ed. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. V. 26. Quebec City, Quebec. 1998. P. 99–145.
23. *Christie A.B., Simpson M.P., Brathwaite R.L. et al*. Epithermal Au-Ag and related deposits of the Hauraki Goldfield, Coromandel volcanic zone, New Zealand // Econ. Geol. 2007. V. 102. № 5. P. 785–816.
24. *Dupont A., Auwera J.V., Pin C., Mari S*. Trace element and isotope (Sr, Nd) geochemistry of porphyry mineralizing Late Cretaceous intrusions from Banat, W. Carpathians, Romania // Min. Depos. 2002. V. 37. № 6-7. P. 568–586.
25. *Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. et al.* The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals: A reappraisal. Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 229–252.
26. *Farmer G.L., DePaolo D.J.* Nd and Sr isotope study of hydrothermally altered granite at San Manuel, Arizona: implications for element migration paths during the formation of porphyry copper ore deposits // Econ. Geol. 1987. V. 82. № 5. P. 1142–1151.
27. *Hecht L., Freiberger R., Gilg H.A. et al.* Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite-hosted tale mineralization at Gopfersgrun (Fichtelgebrige, Germany) // Chem. Geol. 1999. V. 155. P. 115–130.
28. *Jiang W.T., Peacor D.R.* Formation and modification of metastable intermediate sodium potassium mica, paragonite and muscovite in hydrothermally altered metabasites from northen Wales // Am. Miner. 1993. V. 78. № 7-8. P. 782–793.

29. *Lang J.R., Titley S.R.* Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implication for the genesis of porphyry copper deposits // Econ. Geol. 1998. V. 93. № 2. P. 138–170.
30. *Michard A*. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 745–750.
31. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element distribution diagramms for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 956–983.
32. *Reich M., Parada M., Palacios C. et al.* Adakite-like signature of Late intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications // Min. Depos. 2003. V. 38. P. 876–885.
33. *Richards J.P., Kerrich R.* Special paper: adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis // Econ. Geol. 2007. V. 102. № 4. P. 537–576.
34. *Sillitoe R.H.* The tops and bottoms of porphyry copper deposits // Econ. Geol. 1973. V. 68. № 6. P. 794–815.
35. *Sillitoe R.H.* The porphyry-epithermal transition // Report. Geol. Surv. Jap. 1992. № 279. P. 156–160.
36. *Spadea P., D'Antonio M.* Initiation and evolution of intra-oceanic subduction in the Uralides: geochemical and isotopic constraints from Devonian oceanic rocks of the Southern Urals, Russia // Island Arc. 2006. V. 15. P. 7–25.
37. *Stern C.R., Funk J.A., Skewes M.A.* Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the el Teniente Cu-Mo deposit, Chile, and the role of sulfur-and copper-rich magmas in its formation // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 1335–1344.
38. *Sun S.S.* Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179–192.
39. *Wang Q., Xu J.F., Jian P. et al.* Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implication for the genesis of porphyry copper mineralization // J. Petrol. 2006. V. 47. № 11. P. 119–144.

Рецензент В.С. Попов

U-Pb age and isotope-geochemical features of Tominsk-Berezniakovsk ore field (South Urals)

A. I. Grabezhev, A. A. Krasnobaev

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The new materials of Tominsk-Berezniakovsk ore field are stated. The ore field consists of meso-hypabissal porphyry copper North-Tominsk deposit and subvolcanic Au porphyry epitermal Berezniakovsk one. Zircon U-Pb age from sericitized diorite of North-Tominsk deposit is 429 ± 4 Ma. In the propylitized dioritoids of both deposits the value of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ is 0.7049–0.7051, the $(\varepsilon Nd)_t = 6.5–7.5$. In the metasomatites (Ab, Qtz, Mu, Pa, $K_{0.36}$-$Na_{0.64}$ mica, Chl, Ca) of the North-Tominsk deposit the values of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ is 0.7041, 0.7042. The values of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ in vein carbonate is 0.7044–0.7047 (North-Tominsk deposit) and 0.7051–0.7059 (Beresniakovsk deposit). The data testify that both granitoids and fluids contented epyprevalent portion of mantle component. The initial melt formed on the crust-mantle level. The genetic unity and island arc type of the dioritoids of both deposit are emphasized by low contents of REE (24–52 ppm), coinsidence of REE spectrum, absence of Eu anomaly, low contents of U (0.3–0.9 ppm), Th (0.6–1.8 ppm), Be (0.4–0.9 ppm). The Beresniakovsk deposit in comparison with North-Tominsk one is characterized by maximum accumulation of S, (all round pyritization), Au, Ag, Cd, Zn, Pb, Sb, Te, Bi, Tl, but there are very small amount of Cu and especially Mo (W, Sn). The similar components behavior is typical to vertical-evolution system.

Key words: *Cu, Au, ore formation, Sr, Nd, O and C isotope relations, Urals*