

Sr-Nd-C-O-H-S ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЮЖНОГО УРАЛА: ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

© 2009 г. А. И. Грабежев

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151 Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: grabezhev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 13.08.2009 г.

Массивы медно-порфировых месторождений, преимущественно кварцдиоритового состава, приурочены к бортовым частям субмеридиональных вулканогенных мегазон. Наблюдается длительная эволюция рудоносного магматизма – от S_2 до C_{1-2} , проявленная в основном по латерали. U-Pb возраста цирконов и Rb-Sr датировки кварцевых диоритов изменяются с запада на восток от S_2 – D_{1-2} в Магнитогорской мегазоне (412–390 млн. лет – Вознесенское и Гумешевское месторождения) и в западной части Восточно-Уральской мегазоны (430–420 млн. лет – Томинско-Березняковский рудный узел в Увельской зоне) до D_3 – C_1 в восточной части Восточно-Уральской мегазоны (350–366 млн. лет – Михеевское и Тарутинское месторождения) и до C_{1-2} в самой восточной части Урала – Валерьяновской мегазоне (Бенкалинское месторождение). Михеевское и Гумешевское месторождения по запасам меди относятся к крупным промышленным объектам. В целом, значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.7040$ – 0.7051 и $(\epsilon\text{Nd})_t = 3$ – 7 в диоритоиде всех зон близки, и отвечают близмантийным значениям. Изотопные и петрогеохимические данные позволяют отнести рудоносные диоритоиды к островодужному геохимическому типу с базитовым (метабазитовым) источником в нижней коре–верхней мантии или в верхней мантии. Метабазитовый “слой” имеет стабильный состав по латерали и инициирует рудоносный кварцдиоритовый магматизм с омоложением на восток. Гидротермалиты наследуют изотопно-геохимические особенности магматизма. На всех стадиях минералообразования в рудные поля поступает магматический флюид – в аподиоритовых кислотных метасоматитах и минералах послерудных жил величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ составляют 0.7043 – 0.7055 , во флюиде – $\delta^{18}\text{O} = 6$... 11‰ и $\delta\text{D} = -49$... -61‰ (SMOW). Однако, если в рудном поле присутствуют мрамора (и другие вмещающие породы), то происходит смешение различных изотопных резервуаров. В результате безрубидиевые силикаты и карбонаты из эндоскарнов, эпидозитов, ретроградных и рудных метасоматитов характеризуются промежуточным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7052 – 0.7065) между диоритом и мрамором. Изотопное смешение подчеркивается прямой корреляцией на диаграммах $\delta^{13}\text{C}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для части послерудных жильных карбонатов в условиях бинарной системы магматический флюид–мрамор при отсутствии существенного изотопного фракционирования C и O. При возрастании в рудных полях роли мраморов и кислотного выщелачивания $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение в послерудных карбонатах возрастает от 0.7039 – 0.7051 (мрамора отсутствуют) до 0.7053 – 0.7058 и более. Величина $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах составляет $0 \pm (1\text{--}3)\text{‰}$. Послерудные кварцевые жилы образуются из магматического флюида (соленость 3–12 мас. % в экв. NaCl), иногда содержащего примесь метеорной или метаморфической воды ($\delta^{18}\text{O} = 4$ – 10‰ для 300°C).

Ключевые слова: медь, золото, рудообразование, магматизм, изотопная геохимия Sr, Nd, C, O, S, H, Урал.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение изотопной геохимии Sr, Nd, C, O, H, S в минералах и породах часто позволяет довольно надежно судить о генетических особенностях рудоносных гранитоидов, источниках и путях миграции флюида при гидротермальном минералообразовании [1, 4, 38, 40–42, 44, 46, 49 и др.]. Подобные данные получены нами в последние годы для медно-порфировых систем Урала. Кварцдиоритовые интрузии (с резко подчиненным количеством габбро и тоналитов-плагิโอгранодиоритов)

S_2 – C_2 возраста, в той или иной мере содержащие сульфидную вкрапленность или сопровождающиеся промышленным медно-порфировым оруденением, имеют исключительно широкое распространение на восточном склоне Урала. Наиболее крупными являются Михеевское и Северо-Томинское месторождения (утвержденные промышленные запасы составляют соответственно 1.5 и 0.8 млн. тонн меди) и скарново-медно-порфировое Гумешевское месторождение (подсчитанные запасы превышают 1.5 млн. тонн меди). Имеются многочисленные публикации многих исследователей по Mo-Au-Cu-

и **Си-Мо-порфировым объектам Урала**, в основном процитированные в [8, 11, 17, 20–22, 26 и др.]. Между тем, сведения о медно-порфировом оруденении (а также связанном с ним эпitherмальном золото-порфировом и скарново-медно-порфировом оруденении) почему-то отсутствуют в обзорной монографии [19]. Автором совместно с геологами-производственниками в течение длительного периода проводится изучение медно-порфирового оруденения на Урале. Именно по прогнозу Е.А. Белгородского с участием Б.М. Шаргородского и других коллег были выявлены Ново-Николаевский и Томинско-Березняковский промышленные золото-медно-порфировые рудные узлы. Нами в последнее десятилетие показано, что ныне разрабатываемое Гумешевское месторождение относится к скарново-медно-порфировому типу.

Необходимо отметить, что абсолютное большинство уральских месторождений и рудопроявлений отвечает мало распространенным в мире объектам “диоритовой” модели медно-порфирового семейства, что, возможно, и не привлекало к уральским порфировым системам серьезного внимания ряда специалистов. Однако сейчас, когда наличие на Урале нескольких крупных промышленных месторождений признано, настало время обратиться к современной научной аргументации природы порфировых рудно-магматических систем Урала, дабы далее сформулировать критерии прогнозирования. Будет также кратко приведено сопоставление уральского “диоритового” типа медно-порфировых систем с обычными для большинства регионов месторождениями “монзонитового” типа.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Описание месторождений и рудопроявлений, приуроченных к уральским вулканогенным субмеридиональным мегазонам, преимущественно к их пограничным частям с сиалическими структурами, приведено в [8, 11, 14, 20, 21 и др.]. В настоящей работе рассматриваются только те объекты, по которым нами получены изотопные данные. Значительная их часть находится в Тагило-Магнитогорско-Западнодугджарской вулканогенной мегазоне: Си-скарново-порфировое Гумешевское и (Си)-Мо-порфировое Первомайское – в южной части Тагильской зоны, Си-порфировое Салаватское, (Си)-Ау-порфировое Медногорское, (Мо)-Си-порфировое Вознесенское и **(Си)-Мо-порфировое – в Магнитогорской зоне**, (Си)-Ау-порфировое Юбилейное – в Западнодугджарской зоне (рис. 1). Промышленное значение пока имеют только Гумешевское, Первомайское и Юбилейное месторождения. В северной части Тагильской зоны (Северный Урал) локализовано Промежуточное медно-скарновое месторождение Турьинского рудного поля, материалы по которому использованы нами для сравнитель-

ного анализа медно-скарновых и скарново-медно-порфировых месторождений. В пределах южноуральской части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны в последнее время выявлены наиболее крупные месторождения. В западной части мегазоны (южнее Челябинска) находится тектоно-блоковый Томинско-Березняковский рудный узел, в котором (Мо)-Си-порфировое Томинское месторождение иллюстрирует нижнюю мезоабиссальную часть медно-порфировой колонны, верхняя субвулканическая часть которой представлена Березняковским **(Си)-Ау-порфировым месторождением**. К восточному борту мегазоны приурочены (Мо)-Си-скарново-порфировое Тарутинское и наиболее крупное на Урале (Мо)-Ау-Си-порфировое Михеевское месторождение. Наконец, в самой восточной Валерьяновской мегазоне локализовано Си-порфировое Бенкалинское месторождение.

Важнейшее значение для интерпретации Sr-Nd изотопных данных и оценки эволюции рудоносного магматизма имеют возрастные значения рудоносных массивов. **U-Pb возраста цирконов** из заметно серицитизированных, хлоритизированных и пренитизированных кварцевых диоритов определялись на приборе SHRIMP-II (ВСЕ-ГЕИ, аналитики А.Н. Ларионов и Н.В. Радионов). По геологическим данным [8] в пределах Тагило-Магнитогорско-Западнодугджарской мегазоны устанавливается значительный возрастной интервал формирования порфировых месторождений: S (Вознесенское); D_{1,2} (Гумешевское, Салаватское, Медногорское); D₃ (Юбилейное); D₃²-C₁¹ (Верхнеуральское); C₁ (Первомайское месторождение). Имеющиеся абсолютные возраста уверенно фиксируют время образования Верхнеуральского рудопроявления (**Rb-Sr метод, 362 ± 9 млн. лет, [29]**) и Первомайского месторождения (К-Аг метод по биотиту, 320–341 млн. лет, 5 ан., данные автора). Для Вознесенского месторождения по цирконам установлены конкордантные возраста 412 ± 7 (одно зерно, 2 ан.) и 381 ± 4 (4 зерна) млн. лет, для Гумешевского месторождения – 390 млн. лет. **К-Аг модельные** возраста по валовым пробам калишпат-содержащего плагиоадамеллита Юбилейного месторождения отвечают 333–348 млн. лет, а по биотиту – 353 млн. лет [8]. Месторождения западной (Томинско-Березняковский рудный узел, Увельская зона) и восточной (Михеевское и Тарутинское месторождения) частей Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны резко отличаются по возрасту. Для цирконов из очень сильно серицитизированного кварцевого диорита Северо-Томинского месторождения получен конкордантный возраст, отвечающий 429 ± 4 млн. лет [10]. Расчеты датировок, произведенные В.С. Поповым (по нашим данным) по программе Isoplot (при принятой воспроизводимости измерений Rb/Sr, равной 0.5) по двухточечным линиям, отвечающим умеренно-сильно

измененным диоритоидам, дают значения 425.2 ± 3.6 млн. лет для Северо-Томинского месторождения и 428 ± 3.9 млн. лет для Березняковского месторождения. Ранее полученные **К-Аг изохронные** возраста серицита из метасоматитов этих месторождений [11] отвечают 286–321 млн. лет и явно связаны с метаморфическими преобразованиями. **U-Pb** возраст цирконов из измененных гранитоидов Михеевского месторождения отвечает 356 ± 6 млн. лет, а Тарутинского месторождения – 362 ± 4 млн. лет. Для самого восточного Бенкалинского месторождения К-Аг возраст слюд из диоритоидов составляет 306–318 млн. лет [8].

По изотопным и петрогеохимическим данным подавляющая часть месторождений Урала связана с (габбро)-диорит-кварцдиоритовыми комплексами островодужного геохимического типа [16], в то время как большинство месторождений других регионов ассоциирует с окраинноконтинентальными монцитонитовыми (гранодиоритовыми) комплексами. Важнейшей чертой гранитоидов всех массивов является наличие, за редкими исключениями, в той ли иной степени развитых пропилитовых, серицитовых изменений и сульфидизации. Систематика химических анализов гранитоидов и метасоматитов приведена в [8, 11]. В отличие от месторождений “монцитонитового” типа, на уральских месторождениях эндоскарны, если они присутствуют, представлены исключительно низкотемпературной высокоокисленной эпидот-гранатовой фацией [6]. На месторождениях “монцитонитового” типа преобладают высокотемпературные скарны пироксен-гранатовой фации. В кислотном метасоматическом аподиоритовом ореоле уральских месторождений отсутствует внутренняя зона калишпатизации при повсеместном развитии серицитизации (до хлорит-карбонат-кварц-парагонит-мусковитовых метасоматитов). По скарнам и мраморам сформировались силикатно-магнетит-кварц-карбонатные метасоматиты. Сульфидная минерализация (преимущественно пирит и халькопирит) накладывается в виде прожилково-вкрапленного штокверка на все типы метасоматитов, а также на мрамора, если они присутствуют в рудном поле [8 и др.]. Гораздо реже наблюдаются сульфидно-кварцевые прожилки. Очень широко распространены пострудные карбонатные и (карбонат)-кварцевые прожилки мощностью 0.05–10 см. Отметим, что при отсутствии в пределах массивов крупных разломов (с геохимическими ловушками) диоритоиды обычно по-

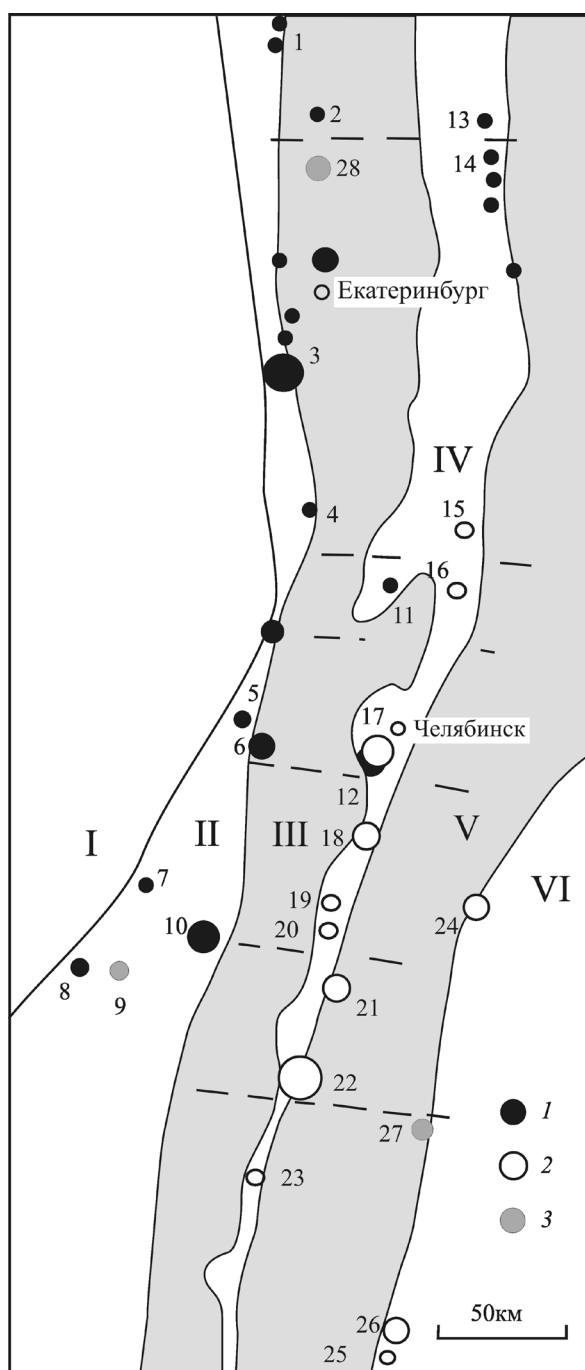


Рис. 1. Схема распространения медно-порфировых месторождений на Среднем и Южном Урале.

I–VI – главные структуры Урала (I, III, V – соответственно, Центрально-Уральская, Восточно-Уральская и Зауральская сиалические мегазоны, II, IV, VI – соответственно, Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская и Валерьяновская вулканогенные мегазоны. Прерывистыми линиями показаны субширотные тектонические структуры. 1–3 – месторождения (крупные кружки) и рудопроявления (малые кружки): 1 – Au-Cu-порфировые (1–4, 7, 8, 11, 13); 1 – Рудноболотское, 2 – Саповское, 3 – Гумешевское, 4 – Иткульское, 7 – Вознесенское, 8 – Салаватское, 11 – Тептяргинское; и Au-порфировые и эпиптермальные с медью (5, 6, 10, 12): 5 – Медногорское, 6 – Миасская группа, 10 – Куросанское, 12 – Березняковское; 2 – (Mo)-Au-Cu-порфировые (13–26): 13 – Восточно-Артемовское, 14 – Алтынайско-Сухоложская группа, 15 – Крайчиково, 16 – Тахталимское, 17 – Северо-Томинское, 18 – Зеленодольское, 19 – Кособродское, 20 – Урманское, 21 – Тарутинское, 22 – Михеевское, 23 – Новокатенинское, 24 – Жалтыркольское, 25 – Абайское, 26 – Бенкалинское; 3 – (Cu)-Mo-порфировые (9, 27, 28): 9 – Верхнеуральское, 27 – Баталинское, 28 – Первомайское.

Таблица 1. Nd-Sr изотопная систематика медно-порфировых гранитоидов Урала

№ п/п	Номер пробы	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ $\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	$(\varepsilon\text{Nd})_t$	t, млн. лет
1	Гу-3834-430.6	1.35	362	0.0107 ± 1	0.704800 ± 11	0.70474	5.1	394****
2	Гу-3785-144	15.7	296	0.1525 ± 8	0.705619 ± 15	0.70476	5.0	394****
3	Гу-3679-131.5	27.4	403	0.1954 ± 10	0.705859 ± 21	0.70476	—	394****
4	Гу-3701-4.9	16.1	218	0.2123 ± 11	0.705628 ± 9	0.70444	—	394****
5	Гу-4402-533.2	29.6	221	0.3852 ± 19	0.706900 ± 7	0.70474	—	394****
6	С-1759-225	7.68	181	0.1220	0.705190 ± 19	0.70453	6.1	380
7	В-3-141	31.9	597	0.1535	0.704691 ± 11	0.70379	4.4	412**
8	Бу-3324-300	—	—	—	—	0.70449	1.5	360*
9	Юб-35	70.8	194	1.0492	0.714333 ± 18	0.70896	-2.0	360
10	Мо-14	62.1	656	0.2721	0.705680 ± 18	0.70440	3.7	330***
11	Мо-16	—	—	—	—	—	2.2	330***
12	То-389-124	4.01	145	0.0795	0.705504 ± 10	0.70502	6.7	429**
13	То-385-166	27.5	161	0.4961	0.707179 ± 11	0.70415	6.5	429**
14	То-407-282	11.1	311	0.1038	0.704803 ± 8	0.70417	9.4	429**
15	Бер-56-239.5	12.4	241	0.1489	0.705985 ± 12	0.70508	7.5	429**
16	Бер-58-188	18.1	284	0.1847	0.706028 ± 18	0.70490	7.0	429**
17	Бер-56-347	35.1	142	0.7174	0.709280 ± 10	0.70490	5.9	429**
18	НН-2200-193	5.39	329	0.0471	0.706130 ± 6	0.70589	3.9	356**
19	НН-3031-55	8.30	247	0.0966	0.705477 ± 6	0.70499	4.1	356**
20	НН-2258-98	38.0	246	0.4436	0.707345 ± 6	0.70510	3.4	356**
21	Та-514-107	29.8	533	0.1607	0.705077 ± 10	0.70425	2.4	362**
22	Та-510-70	36.7	326	0.3241	0.706209 ± 8	0.70454	4.1	362**
23	Та-539-201	21.4	463	0.1328	0.705098 ± 7	0.70441	1.0	362**
24	Бен-212-318	20.5	518	0.1138	0.704480 ± 17	0.70395	5.8	325***
25	Бен-213-49.8	24.6	456	0.1549	0.704987 ± 11	0.70427	5.3	325***

Примечание. 1–5 – диоритовые порфиры пропилитизированные (1, 2) и диориты серицитизированные (3–5), Гумешевское месторождение; 6 – диоритовый порфирит пропилитизированный, Салаватское месторождение; 7 – кварцевый диорит слабо пропилитизированный, Вознесенское месторождение; 8 – монцодиорит, Верхнеуральское рудопроявление; 9 – плагиоадамеллит слабо серицитизированный, Юбилейное месторождение; 10, 11 – соответственно, монцогранодиорит и аплит Первомайского месторождения; 12–14 – соответственно, кварцевый диорит слабо серицитизированный, сильно серицитизированный и кальцит-серицит-парагонит-кварцевый метасоматит, Северо-Томинское месторождение; 15–17 – диоритовый порфирит: соответственно, пропилитизированный, слабо серицитизированный и умеренно-сильно серицитизированный, Березняковское месторождение; 18–20 – Михеевское рудное поле: соответственно, диоритовый порфирит сильно хлоритизированный (Ульяновский массив), диоритовый порфирит хлоритизированный и плагиогранодиорит-порфир сильно серицитизированный (Михеевское месторождение); 21–23 – соответственно, амфиболовый кварцевый диорит, диоритовый порфирит слабо-умеренно серицитизированный и плагиогранодиорит-порфир серицитизированный, Тарутинское месторождение; 24, 25 – соответственно, диоритовый порфирит пропилитизированный, слабо серицитизированный и диоритовый порфирит биотитизированный, Бенкалинское месторождение. *Rb-Sr возраст [29], **конкордантный U-Pb возраст по циркону, ***K-Ar возраст по биотиту, ****Rb-Sr датировка. Остальные возрасты приведены по геологическим данным. Величина $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношения измерялась методом изотопного разбавления (ан. 1–5) и ICP-MS в ИГТ УрО РАН (остальные анализы).

всемерно серицитизированы и сульфидизированы (при абсолютном преобладании пирита). Содержание меди в гранитоидах таких массивов редко превышает 0.1–0.3 мас. %, промышленные рудные тела могут быть приурочены преимущественно к зонам вторичного сульфидного обогащения (Северо-

Томинское месторождение). Крупные объекты локализованы в сильно тектонически нарушенных зонах, являющихся каналами флюидопотоков и содержащих геохимические ловушки. Последние могут быть представлены перемежающимися вмещающими породами, особенно мраморами и гранито-

идами (Гумешевское месторождение) или дайками диоритовых порфиров во вмещающих породах (Михеевское месторождение).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания Rb, Sr, Sm и Nd определялись методом ICP-MS на приборе Q-ICP-MS Elan 9000 в ИГГ УрО РАН. Изотопный состав Sr и Nd определялся под руководством Ю.Л. Ронкина. Силикатные порошки разлагались обычным методом, а карбонаты – в холодной щавелевой кислоте. Далее изотопный состав элементов анализировался с помощью масс-спектрометра TIMS Finnigan MAT262 в статическом режиме в лаборатории Новоуральского химического комбината. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ были нормализованы к $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, соответственно. Nd модельный возраст рассчитан по ДеПаоло. Параметры модельных резервуаров: $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.0827$, $(^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.7045$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512636$. Более детальное описание методов приводится в [39]. Погрешность анализа ($\pm 2\sigma$) соответствует последним цифрам изотопных отношений. Определения изотопного состава C (PDB), O, H (SMOW), S (CDT) выполнены в Аналитических центрах ИГН ДВНЦ СО РАН, ОИГГМ СО РАН и ГИН РАН по стандартным методикам. Воспроизводимость анализов C, O, S составляет $\pm 0.2\%$, H – 2%. Характеристика методик приведена в [7]. Для кальциевых минералов с низким содержанием рубидия (<1 г/т) приведены измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для пород и минералов величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ и $(\epsilon\text{Nd})_i$ рассчитаны на возраст формирования объектов. В целях лучшего восприятия материала, величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в тексте округлены до четвертого знака после запятой без ущерба для интерпретации. Полные значения приводятся в таблицах в этой или других работах [7, 10, 13 и др.].

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Возрастная эволюция гранитоидного магматизма

Медно-порфировые кварцдиоритовые интрузии приурочены к бортовым частям субмеридиональных вулканогенных мегазон, имеющих минимальную мощность верхней части коры и разделенных сиалическими мегазонами. Вышеизложенные возрастные данные свидетельствуют о том, что на Южном Урале наблюдается длительная эволюция рудоносного магматизма – от S_2 до C_{1-2} . В основном она проявлена по латерали и выражается в омоложении малых диоритовых интрузий с запада на восток: от S_2 - D_{1-2} в Магнитогорской зоне и

S_2 в западном борту Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны (Увельская зона) до D_3 - C_1 в восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны и далее до C_{1-2} в самой восточной части Урала – Валерьяновской мегазоне. Кроме того, в Тагило-Магнитогорской мегазоне наблюдается и поздний порфировый магматизм, представленный уже не диоритами, а субщелочными гранитоидами. Это вышеупомянутые D_3 - C_1 Верхнеуральское проявление и C_{1-2} Талицкое месторождение. В целом, в каждой из мегазон наблюдается нарастание величины **Мо/Sr отношения с омоложением оруденения**. Наиболее крупные промышленные объекты (Михеевское, Гумешевское, Северо-Томинское месторождения) формировались во всем временном интервале – от S_2 до C_1 . Все месторождения, кроме **Мо-порфировых, характеризуются повышенным содержанием золота**. Повышенные содержания рения свойственны Михеевскому, Северо-Томинскому и Тарутинскому месторождениям.

Изотопный состав Sr и Nd в гранитоидах

Приводимые в статье значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношения и $(\epsilon\text{Nd})_i$ в гранитоидах (табл. 1, 2, рис. 2а) грубо соответствуют первичным (изохронным) значениям, несомненно частично измененным в результате гидротермального преобразования гранитоидов. Кислотный метасоматизм порфировых гранитоидов всеми исследователями считается синхронным (в интервале, не превышающем несколько миллионов лет) их кристаллизации. В минимально измененных рудоносных гранитоидах и их серицитизированных фациях месторождений Тагило-Магнитогорской вулканогенной зоны наблюдаются низкие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношения – 0.7038–0.7048. В целом, они не зависят от состава рудоносных гранитоидов (кварцевые диориты или монцонитоиды), их возраста и рудной специализации. Кварцевые диориты характеризуются высокими величинами $(\epsilon\text{Nd})_i$ – 4.1–6.2, которые понижаются в **Су-Мо-порфировых монцогранодиоритах** Верхнеуральского и Талицкого месторождений (соответственно 1.5 и 3.7). На этом фоне высокими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7090$ и низкими $(\epsilon\text{Nd})_i = -2.0$ резко выделяются **плагиоадамеллиты (Су)-Au-порфирового Юбилейного штока**, т.е. в плагиоадамеллитах (адамеллитах) фиксируется существенная примесь корового материала. Массив находится в Западно-Мугоджарской вулканогенной зоне, являющейся продолжением Тагило-Магнитогорской зоны. Рудоносные кварцевые диориты месторождений западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны характеризуются несколько повышенными величинами $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, составляющими (в расчете на 429 млн. лет) 0.7042–0.7051 для измененных диоритоидов Томинского и Березняковского массивов. Значения

(ϵNd)_i являются максимальными для наших объектов – 5.9–7.5. В слюдисто-кварцевом метасоматите по ним ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i отношение отвечает 0.7042, а величина (ϵNd)_i равна 9.4. Интерпретация этого материала дана в [10]. В месторождениях восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i составляют 0.7050, 0.7051 и 0.7059 в диоритовых порфиритах Михеевского месторождения и 0.7043, 0.7044, 0.7046 в кварцевых диоритах Тарутинского месторождения. Значения (ϵNd)_i отвечают соответственно 3.9–4.2 и 0.9–3.9. В Валерьяновской мегазоне величина ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i рудоносных кварцевых диоритов Бенкалинского месторождения равна 0.7040, 0.7043, а (ϵNd)_i – 5.8 и 5.3.

В целом, по мере движения по латерали на восток, величина ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i отношения в минимально серицитизированных гранитоидах (диоритоидах и монцонитоидах) принципиально не изменяется, отвечая весьма низким (мантийным) значениям. Величины (ϵNd)_i также мало варьируют по латерали, отвечая преимущественно мантийным значениям (3–7). Исключение представляют только два молибденоносных массива – Верхнеуральский и Тарутинский, где величина (ϵNd)_i составляет 1–2. Интересно, что и другие месторождения, в которых часто встречается молибденит, характеризуются пониженными (4.5–3.5) значениями (ϵNd)_i по сравнению с месторождениями, в которых молибденит встречается редко (5–7). На этом фоне высоким значением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i и низким (ϵNd)_i резко выделяются плагиоадамеллиты-адамеллиты Юбилейного штока. Все уральские порфировые гранитоиды находятся выше линии кайнозойской мантийной последовательности Г. Форса (рис. 2а). Значительная их часть тяготеет (рис. 2б) к полю древних MORB по [50] и в небольшой степени – к области океанических адакитов. Приведенные данные свидетельствуют о том, что рудоносные медно-порфировые гранитоиды всех трех вулканогенных мегазон (кроме западного мугоджарской части) содержат преобладающую долю мантийного компонента и их необходимо отнести к островодужному типу с базитовым (метабазитовым) источником в нижней коре верхней мантии или в верхней мантии. Базитовый состав источника и необходимость отнесения порфировых рудно-магматических систем Урала к диоритовой модели подчеркивалась уже давно [20]. Правомерность отнесения диоритоидов к островодужному геохимическому типу подтверждается также низким содержанием в них РЗЭ (29–67 г/т в диоритоидах и 103–165 г/т в монцонитоидах) и некогерентных элементов, отсутствием европиевой аномалии на спектрах РЗЭ, а также положением гранитоидов в островодужном поле на диаграммах Та–Yb и Rb–(Y + Nb). Величина (La/Yb)_n обычно составляет 3–10 в диоритоидах и 8–50 в монцонитоидах. На диаграмме La/Yb–Yb гранитоиды находятся в поле известково-щелочных островодужных

гранитоидов, в то время как на диаграмме Sr/Y–Y – в поле адакитов. Эти данные подтверждают последние обобщения [45], свидетельствующие о целесообразности выделения адакитов в качестве генетически индивидуализированной группы, тем более, типовой для медно-порфировых массивов (как это считалось ранее рядом исследователей). Минимальное смешение медно-порфировых расплавов с сиалическим материалом коры, возможно, свидетельствует о ее малой мощности в рассматриваемой части Урала. Существенное смешение с сиалическим материалом свойственно только плагиогранодиоритам Юбилейного месторождения в Мугоджарах, где ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0.7090, (ϵNd)_i = –2.0. Nd одностадийный модельный возраст нижнекорового источника силуро-девонских рудоносных диоритоидов и монцонитоидов Тагило-Магнитогорской зоны и его восточного сиалического обрамления, отражающий возраст протолита, составляет 678–917 млн. лет (табл. 2). Примерно такой же возраст рассчитан для протолита рудоносных диоритоидов восточного борта Восточно-Уральской вулканогенной зоны (743–859 млн. лет для Михеевского и Тарутинского месторождений). Для диоритоидов Томинско-Березняковского рудного узла величина t(DM)_{Nd} составляет всего 599–686 млн. лет (табл. 2). Наконец, для трондьемитов Юбилейного массива возраст протолита отвечает 1455 млн. лет. По данным казахских геологов, мощность коры в Мугоджарах заметно больше, чем в Тагило-Магнитогорской зоне.

В пределах Тагило-Магнитогорской зоны преобладание мантийного материала характерно не только для силуро-девонских медно-порфировых гранитоидов. Имеющиеся данные для большинства других магматических формаций (рис. 2а) также свидетельствуют об их связи с нижнекоровым-верхнемантийным базитовым источником или продуктом его преобразования. В силуро-девонских вулканах, в том числе в среднедевонской колчеданосной карамалыташской свите, величина ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i отношения и (ϵNd)_i составляет соответственно 0.7041–0.7055 и 6.7–12.3 [47]. Для нижнекарбонowych скарново-магнетитовых магнитогорских гранитоидов и карбонowych безрудных гранитоидов Петропавловского, Ахуновского и ряда других массивов установлены примерно такие же значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i – 0.7040–0.7048 при (ϵNd)_i = 2.0–5.8 [5, 25, 27, 31, 32]. Интересно, что даже пермские граниты Южного Урала, находящиеся в Восточно-Уральском сиалическом промежутке между двумя вулканогенными мегазонами, также обычно характеризуются [23, 25, 29 и др.] преимущественно мантийно-коровыми метками – ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0.7047–0.7057 (иногда больше) при пониженных значениях (ϵNd)_i = –1.2...+3.2. Для габбро Джабыкского массива величина ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i составляет 0.70458 при ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i = 0.512354, а для лейкогранита

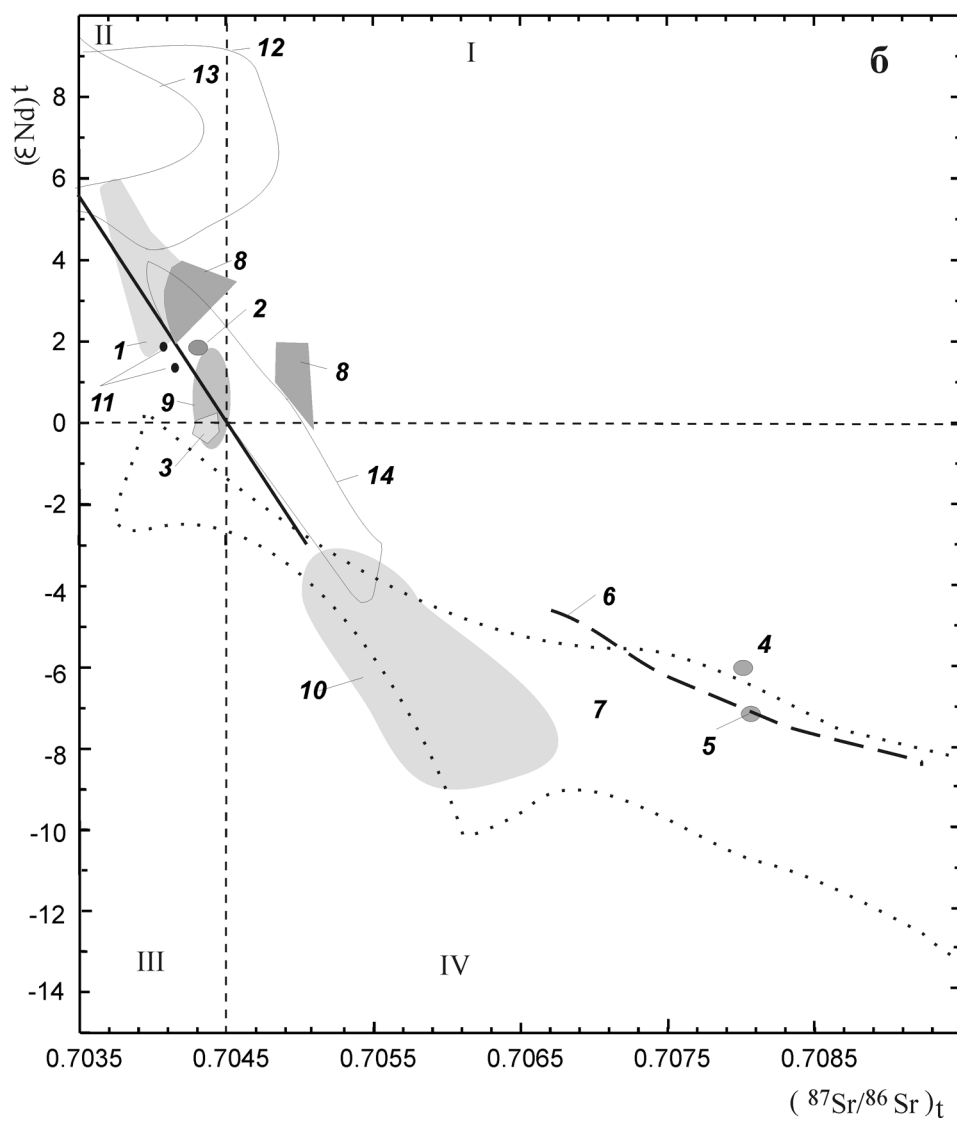
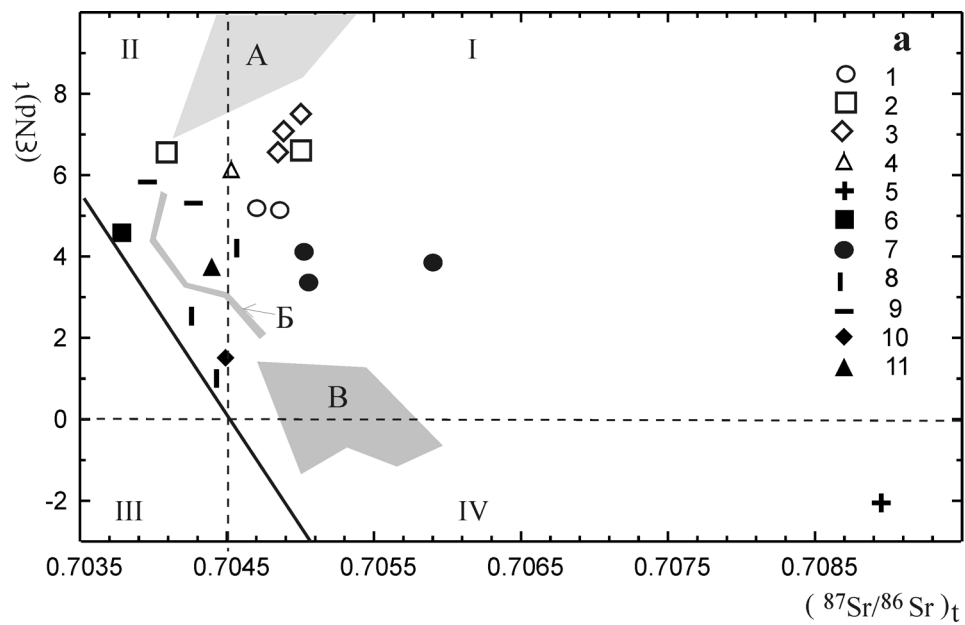


Таблица 2. Изотопный состав Nd в медно-порфировых гранитоидах Урала

№ п/п	Номер пробы	Nd, г/г	Sm, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ $\pm 2\sigma$	$(\epsilon\text{Nd})_t$	$t(\text{DM})_{\text{Nd}}$	t, млн. лет
1	Гу-3834-430.6	6.93	1.76	0.1535	0.512789 ± 6	5.1	914	390
2	Гу-3785-144	7.97	1.92	0.1456	0.512765 ± 6	5.0	862	390
3	С-1759-225	7.63	1.7	0.1343	0.512797 ± 10	6.1	678	380
4	В-3-141	12.2	2.49	0.1237	0.512666 ± 6	4.4	820	412**
5	Бу-3324-300	28.2	4.93	0.1058	0.512501 ± 3	1.5	917	360*
6	Юб-35	16.4	3.62	0.1337	0.512385 ± 11	-2.0	1455	360
7	Мо-14	33.0	5.07	0.0928	0.512605 ± 5	3.7	688	330***
8	Мо-16	9.77	1.39	0.0857	0.512512 ± 31	2.2	760	330***
9	То-389-124	5.61	1.31	0.1408	0.512822 ± 21	6.7	686	429**
10	То-385-166	5.23	1.10	0.1270	0.512776 ± 20	6.5	658	429**
11	То-407-282	8.49	1.87	0.1333	0.512942 ± 22	9.4		429**
12	Бер-56-239.5	5.98	1.34	0.1352	0.512849 ± 12	7.5	585	429**
13	Бер-58-188	6.81	1.35	0.1200	0.512782 ± 8	7.0	599	429**
14	Бер-56-347	6.85	1.34	0.1181	0.512721 ± 12	5.9	685	429**
15	НН-2200-193	5.15	1.03	0.1205	0.512658 ± 6	3.9	805	356**
16	НН-3031-255	8.57	1.91	0.1347	0.512705 ± 7	4.1	859	356**
17	НН-2258-98	5.59	1.14	0.1230	0.512641 ± 5	3.4	856	356**
18	Та-514-107	12.3	2.06	0.1016	0.512533 ± 8	2.4	839	362**
19	Та-510-70	8.77	1.59	0.1094	0.512642 ± 9	4.1	743	362**
20	Та-539-201	12.3	2.17	0.1072	0.512477 ± 6	1.0	963	362**
21	Бен-212-318	23.8	3.76	0.0954	0.512718 ± 8	5.8	557	325
22	Бен-213-49,8	8.77	1.81	0.1252	0.512756 ± 6	5.3	679	325

Примечание. Характеристика пород и возрастов приведена в табл. 1.

Рис. 2. Соотношения между значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ отношения и $(\epsilon\text{Nd})_t$ в гранитоидах медно-порфировых месторождений Урала (а) и других регионов (б).

а. Минимально измененные кварцевые диориты Гумешевского (1), Северо-Томинского (2), Березняковского (3), Салаватского (4), Юбилейного (5), Вознесенского (6), Михеевского (7), Тарутинского (8), Бенкалинского (9) и монцитонитов Верхнеуральского (10), Первомайского (11) месторождений. Затемненные поля: А – среднедевонские вулканы колчадоносной карамалыташской серии Магнитогорской зоны [47], Б – рудоносные (Магнитогорское месторождение) и безрудные гранитоиды карбоновых массивов Магнитогорской зоны [25, 27]. В – большая часть анализов гранитоидов Восточно-Уральской силлической мегазоны – граниты Джабыкского, гранодиориты и диориты Чернореченского, Нижне-Санарского, Степнинского массивов [25, 30, 33, 36].

б. 1–7 – окраинноконинентальные Си-порфировые месторождения Америки: 1 – породы рудного узла Эль-Теньенте, вверху базальты, внизу вулканоплутонический комплекс рудного поля [48]; 2 – адакиты месторождения Ла Копа в центральной части Чили [45]; 3 – адакиты месторождения Лос-Пеламбрес (по М. Рейху); 4 – монцитониты месторождения Сан-Мануэль-Каламазу [40]; 5 – адакиты месторождения Сьеррита в Аризоне [45]; 6 – вулканоплутоническая диорит(андезит)-гранодиорит-гранитная серия рудного поля месторождения Сьеррита [34]; 7 – верхнемеловые вулканоплутонические диорит-монцогранодиоритовые ассоциации рудных полей штата Аризона (в верхней части месторождения Коппер-Крик, Кристмас, Саффорд; в средней части – месторождения Рэй, Моренси, Айо, Сан-Мануэль, Сьеррита; в нижней части – месторождения Багдад, Минерал-Парк, Коппер-Безин, за пределами нижней части – продолжение месторождения Багдад) по [42]; 8 – габбро и гранодиориты возможно надсубдукционных рудоносных массивов скарново-медно-порфировой зоны Банат, Карпаты, Румыния [38]; 9, 10 – внутриконтинентальные юрские адакиты крупных Си-порфировых рудных полей соответственно Дексинг и Лузонг в Южном Китае [50]; 11 – внутриконтинентальные адакитовые порфиры ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.3\text{--}0.6$) месторождения Эрдэнэт-Обо [2]; 12–14 – по обобщению [50]: 12 – MORB с возрастом 179–400 млн. л., Аппенины, Калифорния, Индия, Китай; 13 – кайнозойские субдукционные океанические корообразованные (subducted oceanic crust-derived) адакиты Филиппин, Коста-Рики, штата Калифорния; 14 – адакиты, образовавшиеся при частичном плавлении мощной нижней коры (newly underplated thick lower crust) Новой Зеландии и батолита Кордильера Бланка в Южной Америке. Прямая линия отвечает мантийной последовательности (современные MORB), I-IV – квадранты по Г. Фору.

Кременкульского массива соответственно 0.7057 и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51209$ [18].

Граниты безрудных массивов среднедевонского и карбонового возраста Магнитогорской зоны характеризуются такими же, как и силурийско-девонские медно-порфировые гранитоиды, значениями $t(\text{DM})_{\text{Nd}}$, составляющими 720–850 млн. лет [25]. В пределах южной части Восточно-Уральской сиалической зоны эта величина максимальна, отвечая 760–1000 млн. лет для C_{2-3} массивов и 827–1100 млн. лет – для пермских массивов [25, 30, 33, 36]. Такой источник может отвечать нижнекоровому-верхнемантийному метабазитовому субстрату, с которым связано формирование габбро-тоналит-трондемитовой ассоциации [24, 31] при корово-мантийном флюидном взаимодействии.

Представления о геодинамической эволюции магматизма и минерализации Урала на основе современных изотопно-возрастных и изотопно-геохимических данных заметно различаются у разных авторов [26, 27, 31 и др.]. Наши изотопные материалы по Южному Уралу свидетельствуют о многократном (от S до C_{1-2}) внедрении нижнекоровых-верхнемантийных медно-порфировых (габбро)-диоритовых магм островодужного типа, характеризующихся преимущественной ролью в их составе мантийного компонента. Эти магмы должны быть продуктами частичного плавления базитового слоя, вещественные и изотопные параметры которого можно считать достаточно однородными по всему латеральному разрезу Южного Урала, несмотря на смещение с запада на восток порфирового магматизма от силура-девона до карбона. Возможно, это соответствует смещению мантийного диапира во времени с запада на восток. Наличие активной окраины континента классического андского типа, на наш взгляд, маловероятно, по крайней мере, до Зауральской сиалической мегазоны. Именно поэтому уральские медно-порфировые рудно-магматические системы коренным образом отличаются от месторождений Анд и Кордильер. Обращаясь к литературным материалам, отметим, что по данным С.Е. Кеслера, Д. Миллера, М. Рейха, В.И. Сотникова с коллегами для рудоносных Cu-порфировых диоритоидов типовых островодужных структур (Папуа Новая Гвинея, Карибский бассейн и др.) характерны низкие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношений (0.7032–0.7042), возрастающие (с некоторым перекрытием) в Mo-Cu-порфировых монцонитоидах окраинно-континентальных структур (0.704–0.705) и далее, в гранитоидах Cu-Mo-порфировых и Mo-порфировых месторождений (окраинно)-континентальных структур (0.7058–0.711). В целом, считается, что величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношения в гранитоидах и степень молибденоносности месторождений возрастают с увеличением мощности коры. Однако в последнее время появилось много исключений, так что в будущем

данная закономерность значительно усложнится. Так, в Cu-Mo-порфировом эпикратонном месторождении Каджаран величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отвечает 0.7043 (по Р.Х. Гукасяну), на Mo-порфировом Сорском месторождении – 0.7046 (по В.И. Сотникову), на скарново-Cu-Mo-порфировом месторождении Банат в Румынии – 0.7042–0.7058 [38]. Низкие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ свойственны и монцонитоидам уральских (Cu)-Mo-порфировых объектов – 0.7044 для Талицкого месторождения и 0.7045 – для Верхне-Уральского рудопоявления. С другой стороны, в монцонитах Mo-Cu-порфирового месторождения Сан-Мануэль-Каламоза значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ составляет 0.708 [40], а в шошонитах Au-Cu-порфирового месторождения Скуриес в Греции – 0.7081–0.7083 (по Т. Кролю). Можно привести и другие примеры. Nd-Sr изотопная систематика доступных нам литературных данных приведена на рис. 2б. Изотопные параметры рудоносных гранитоидов окраинно-континентальных и эпикратонных областей согласованно варьируют в широком интервале, тяготея к линии мантийной последовательности кайнозойских MORB. Величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в них изменяется от 0.7037 до 0.706–0.708, а $(\epsilon\text{Nd})_i$, соответственно, от +4...+6 до –7...–9, что должно быть обусловлено возрастанием примеси корового материала. Большая часть уральских рудоносных диоритоидов островодужного типа достаточно четко обособляется на диаграмме выше левой части указанного тренда.

Изотопный состав Sr и Nd в гидротермалитах

Изменение изотопного состава минералов при гидротермальном процессе – скарнообразовании, последующем ретроградном метасоматизме (в том числе кислотном выщелачивании) и послерудном жиллообразовании детально рассмотрено нами на примере Гумешевского месторождения в [7, 16 и др.]. Поэтому ниже материалы по данному месторождению излагаются в кратком виде. На Гумешевском месторождении изотопные данные подтверждают перераспределение компонентов в зоне скарнообразования (рис. 2, 3). Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в эпидоте из эндоскарнов и эпидозитов (0.7057), являются промежуточными между $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношением в диоритах (0.7038–0.7048) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением в мраморе (0.7078). Аналогичный результат был получен для скарнов Японии [43]. Это может свидетельствовать об образовании скарнообразующего флюида в результате смешения магматогенного флюида с низкой величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (вероятно изотопно-равновесного с диоритоидами) и флюида, являющегося результатом взаимодействия магматогенного флюида с мраморами в период, предшествующий образованию инфильтрационных эндоскарнов. Мраморы исключительно широко распространены в пределах рудного поля. Силикаты эндоскарнов и эпидозитов, пре-

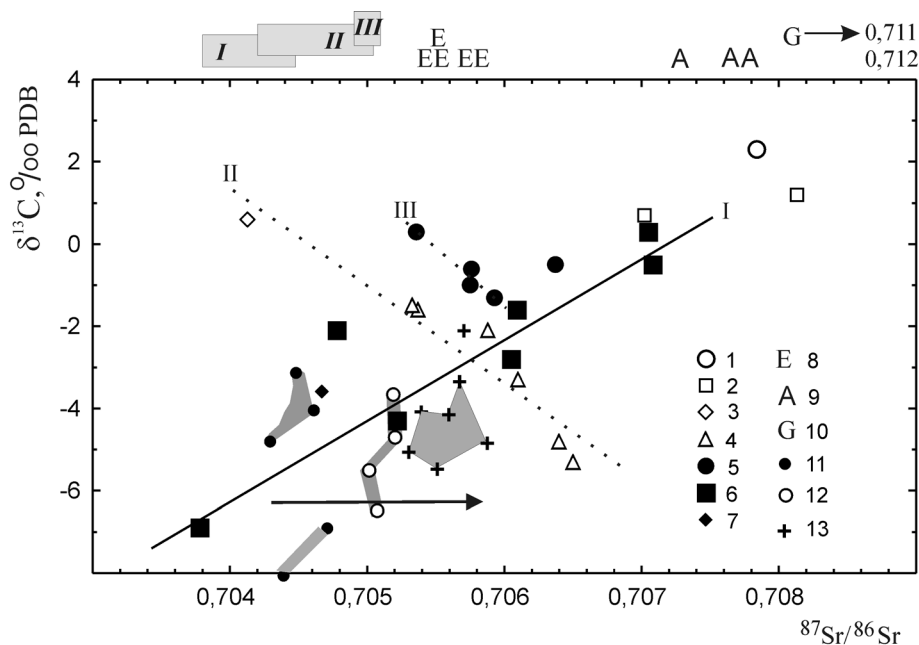


Рис. 3. Зависимость между изотопными составами стронция и углерода в карбонатах и диоритоидах и изотопный состав стронция в силикатах.

Гумешевское месторождение. 1–6 – карбонаты: 1 – мрамор в удалении от скарновых тел; 2 – мрамор, находящийся вблизи зон скарирования или сульфидизации; 3 – карбонат-пиритовый метасоматит по мрамору; 4 – силикатсодержащие (талек, хлорит, тремолит) пирит-магнетит-кварц-карбонатные метасоматиты по мрамору; 5 – карбонатизированные эндоскарны, эпидозиты и экзоскарны; 6 – послерудные карбонатные жилы различного состава; 7 – серицитизированный диорит Восточного массива; 8–10 – силикаты: 8 – эпидоты из эндоскарнов и эпидозита; 9 – амфиболы из актинолит-кальцитового метасоматита по экзоскарну; 10 – гранаты из экзоскарнов. Линии регрессии: I – для 6 (за исключением одной пробы), II – для 3 и 4, III – для 5 (за исключением одной пробы).

11–13 – послерудные жильные карбонаты (залитые поля внутри диаграммы) Медногорского, Вознесенского и Северо-Томинского Cu-порфировых месторождений (11), Промежуточного Cu-скарнового месторождения (12) и Березняковского Au-порфирового месторождения (13). Стрелкой внизу показано возрастание изотопного состава стронция в жильных карбонатах от 11 до 13 (с возрастанием роли мраморов, см. текст). Залитые прямоугольники вверх (вне диаграммы) отвечают вариации ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) отношения в рудоносных кварцевых диоритах Гумешевского месторождения (I, на возраст 390 млн. л), серицитизированных кварцевых диоритах Томинского (II) и Березняковского (III) месторождений (на возраст 429 млн. л).

образованные или образовавшиеся при ретроградном процессе (преимущественно сильной карбонатизации), также характеризуются промежуточным изотопным составом стронция между диоритом и мрамором. Так, в эпидоте величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения составляет 0.7054–0.7058 (5 ан.). В актинолите из апоэкзоскарновых метасоматитов этот параметр значительно больше – 0.7063 и 0.7066, ибо исходной породой являлся мрамор. В карбонате из измененных скарнов и апомраморных метасоматитов силикатно (талек, актинолит, хлорит)-магнетит-кварц-карбонатного состава (в различной степени сульфидизированных), образовавшихся в ретроградный этап, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение также является промежуточным между диоритом и мрамором, составляя 0.7052–0.7065 (рис. 2, табл. 3). Для карбонатизированных скарнов и метасоматитов по ним ($n = 5$) установлена (рис. 4) неплохая прямая линейная зависимость между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения-

ми в силикатах (эпидот, амфибол) и карбонате ($r = 0.86$). В целом можно считать, что $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение в силикатах и замесивших их кальцитах довольно близки и минералы более или менее равновесны между собой. Все вышесказанное свидетельствует, скорее всего, о формировании данных метасоматитов при воздействии магматического флюида (местами обогащенного радиогенным стронцием за счет смешения) на мрамора. Учитывая нередкое наличие значительного количества кварца в апомраморных метасоматитах, возможно, что предварительно он прореагировал с диоритом. Первичный магматический характер флюида подтверждается и находками апомраморных карбонатов, имеющих низкий изотопный состав стронция. Например, в реликтах анкерита из существенно пиритового метасоматита величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения составляет 0.704134 ± 6 , в то время как в находящемся с ним в контакте частично анкеритизирован-

Таблица 3. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в карбонате из эндоскарнов (1-4), метасоматитов по мрамору (5-11), актинолитизированных экзоскарнов (12, 13), тремолитового метасоматита (14), диорита (15), мрамора (16, 17) и жил (18-24) Гумешевского месторождения

№ п/п	Скважина-глубина, м	Состав карбоната	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) $\pm 2\sigma$	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ флюид	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ флюид	Sr, г/т
1	3671-250	Ca	0.70575 $\pm$ 3	-1.0	+17.5	+1.0	+11.7	
2	3870-385.9	Ca	0.70576 $\pm$ 5	-0.6	+19.4	+1.6	+13.6	106
3	3860-291	Ca	0.70536 $\pm$ 4	-0.9	+16.5	+1.9	+10.7	66
4	3676-442	Ank+Ca	0.706489 $\pm$ 12					
5	3656-423	Ca	0.706339 $\pm$ 6	-4.8	+13.0	-2.8	+7.2	619
6	3686-389	Ca	0.705879 $\pm$ 7	-2.1	+16.7	-0.1	+10.9	399
7	3868-423.7	Ank(90)-Ca(10)	0.705328 $\pm$ 6	-1.5	+17.9	+0.5	+12.1	204
8	3676-342кк	Ca+Ank	0.704134 $\pm$ 6	+0.6	+19.2	+2.6	+13.4	192
9	3676-342кб	Ca+Ank	0.707021 $\pm$ 9	+0.7	+20.2	+2.7	+14.4	201
10	3660-378.5	Ank+Ca	0.705371 $\pm$ 10	-1.6	+15.1	+0.6	+9.3	270
11	3657-338.2	Ank+Ca	0.706506 $\pm$ 9	-5.3	+17.7	-3.3	+11.9	
12	3658-414.7	Ca	0.705931 $\pm$ 8	-1.3	+15.3	+0.3	+9.5	172
13	3658-406.5	Ca	0.706366 $\pm$ 7	-0.5	+14.3	+1.5	+8.5	
14	3660-242	Ca	0.70610 $\pm$ 3	-3.3	+16.2	-1.3	+10.4	
15	4402-467	Ank	0.704665 $\pm$ 7	-3.6	+17.9	-1.6	+12.1	106
16	3676-346	Ca	0.70784 $\pm$ 2	+2.3	+22.4			201
17	3644-546	Ca	0.70813 $\pm$ 4	+1.2	+17.0			142
18	3701-108	Ca+Ank	0.70708 $\pm$ 6	-0.5	+16.3	+1.5	+10.5	66
19	3616-558	Ca	0.70705 $\pm$ 2	+0.3	+17.3	+2.3	+11.5	398
20	3648-347	Ca	0.70609 $\pm$ 4	-1.6	+14.5	+0.6	+8.7	41
21	3665-597	Ca	0.70605 $\pm$ 5	-2.8	+16.4	-0.8	+10.6	497
22	3644-194	Ank	0.70522 $\pm$ 5	-4.3	+16.6	-2.3	+10.8	223
23	3345-698	Ca	0.70378 $\pm$ 4	-6.9	+6.7	-4.9	+0.9	251
24	3893-397	Ca	0.704779 $\pm$ 7	-2.1	+13.6	-0.1	+7.8	377

Примечание. 1–4 – эндоскарны и эпидозиты, в различной степени карбонатизированные: 1 – гранатовый эндоскарн, слабо карбонатизированный; 2 – эпидозит, карбонатизированный; 3 – гранатовый эндоскарн, частично замещенный кварц-актинолит-кальцитовой ассоциацией; 4 – гранатовый эндоскарн, сильно карбонатизированный; 5–11 – метасоматиты по мрамору: 5 – кальцит-пиритовый (густая вкрапленность пирита в мраморе) в зоне пироксенового скарна; 6 – тальк-кварц-пирит-кальцитовый метасоматит с небольшим количеством актинолита и хлорита; 7 – магнетит-хлорит-кальцит-анкеритовый метасоматит с небольшим количеством сульфидов; 8 – мрамор, сильно катаклазированный, анкеритизированный и пиритизированный; 9 – мрамор, частично анкеритизированный, в контакте с предыдущим образцом; 10 – сульфидно-тальк-карбонатный метасоматит; 11 – биотит-эпидот-актинолит-магнетит-карбонатный метасоматит; 12, 13 – кварц-актинолит-кальцитовые метасоматиты по гранатовым экзоскарнам; 14 – тремолитовый метасоматит карбонатизированный по породе неизвестного состава (в пробе метасоматита много титана, но мало алюминия); 15 – кварцевый диорит Восточного массива, сильно серицитизированный, карбонатизированный и пиритизированный; 16 – мрамор на удалении от скарнов; 17 – мрамор на расстоянии 2 см от экзоскарна; 18 – кальцит-анкеритовая жила в кварцевом диорите; 19 – эпидот-ангидрит-кальцитовая жила в эпидозите; 20 – мусковит-клинозоизит (розовый)-кальцитовая жила в (в клинозоизите величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$ составляет 0,70626 $\pm$ 4); 21–24 – кварц-карбонатные жилы в кварцевых диоритах. Пустая клетка – компонент не определялся. Величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде рассчитаны для 300°C по уравнениям И. Зенга, И.Е. Клейтона, Г. Омото.

ном мраморе – 0.707021 $\pm$ 9. Интенсивная сульфидизация повсеместно накладывается на предшествующие метасоматиты и гранатовые экзоскарны. Гранаты из карбонатизированных и актинолитизированных экзоскарнов характеризуются наиболее высоким значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (3 ан. – 0.7086–0.7124), что, возможно, указывает на то, что флюид до взаимодействия с мрамором прореагировал в некоторых участках рудного поля с кристаллическими сланцами. Последние иногда наблюдаются в крайней западной и

нижней частях Гумешевского месторождения. Наконец, в карбонатах из (кварц)-карбонатных послерудных жил величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения изменяются от 0.7038 до 0.7071, т.е. от минимального первичного значения в диорите до почти величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в мраморе. Ниже будет показано, что это обусловлено смешением двух изотопных резервуаров.

Таким образом, можно полагать, что на Гумешевском месторождении гидротермальные процессы связаны с поступлением в зону минералообразо-

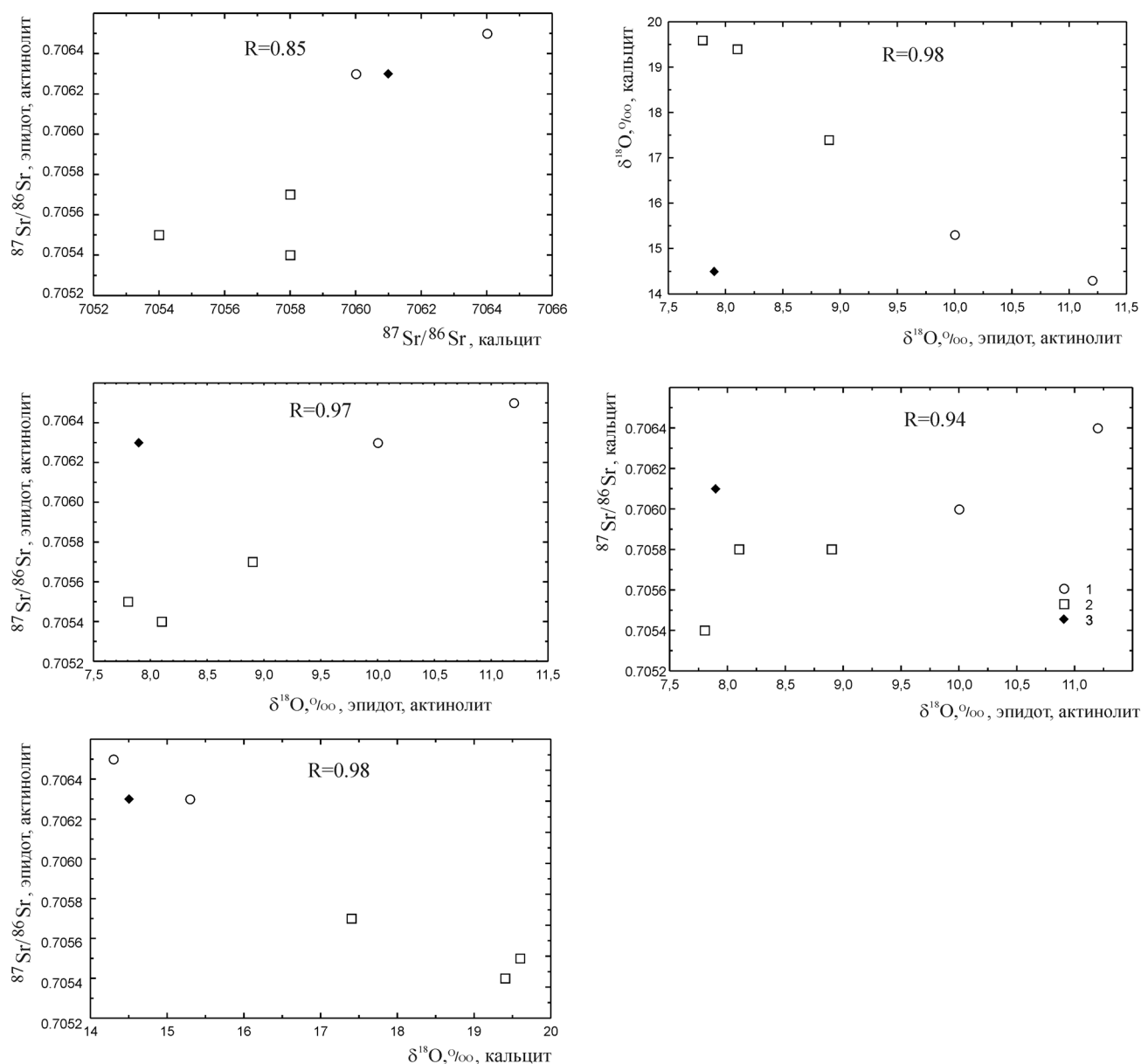


Рис. 4. Зависимости между значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ в минералах из ретроградных апоскарновых метасоматитов Гумешевского месторождения.

1 – эпидот и кальцит из карбонатизированных эпидот-гранатовых эндоскарнов; 2 – актинолит и кальцит из магнетит-кварц-актинолит-кальцитовых метасоматитов по актинолит-гранатовым экзоскарнам; 3 – мусковит-клиноцоизит (розовый)-кальцитовая жила послерудная. Коэффициенты корреляции рассчитаны только для метасоматитов ($n = 5$). Аналитические данные приведены в [7].

вания флюида с величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, примерно отвечающими $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношению в гумешевских диоритах, из магматического источника. Менее вероятный вариант – поступление в зону минералообразования флюида с иным значением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношения и установление его равновесных отношений с диоритом. Однако в этом случае существенное изменение изотопного состава флюида может происходить только при очень сильном ги-

дротермальном преобразовании гранитоида [40]. Т.е. первичный гидротермальный флюид наследует вышеуказанную повышенную “мантийность” материнских гранитоидов. В рудном поле обычно происходит его смешение с другими изотопными резервуарами, обогащенными радиогенным стронцием. В пользу единого источника диоритоидов и флюида может свидетельствовать также положение диоритов и аподиоритовых кислотных метасоматитов

Таблица 4. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в карбонате и кварце месторождений Томинско-Березняковского рудного узла

№ п.п.	Номер пробы	Минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$ флюид	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ флюид
Северо-Томинское месторождение							
1	397-208	Ca	0.70440±8	-8.1	+22.2	-6.1	+16.4
2	401-102.8	Ca		-5.7	+11.0	-3.7	+5.2
3	407-210	Ca		-6.6	+14.3	-4.6	+8.5
4	21-86	Ank	0.70469±8	-3.9	+16.1	-1.9	+10.3
5	397-116	Qtz			10.2		+3.3
6	397-149	Qtz			10.2		+3.3
Березняковское месторождение, центральная часть							
7	210-240.5	Ca	0.70528±8	-4.7	+14.9	-2.7	+9.1
8	56-223	Qtz			+14.9		+8.0
9	204-112	Qtz			+15.3		+8.4
10	208-174	Qtz			+14.7		+7.8
11	208-251	Qtz			+14.4		+7.5
12	210-192.5	Qtz			+13.8		+6.9
Березняковское месторождение, фланги							
13	43-208	Ank	0.70525±9	-5.0	+15.1	-3.0	+9.3
14	49-390	Ank	0.70512±7	-4.6	+16.8	-2.6	+11.0
15	49-150	Ank	0.70549±8	-5.5	+15.0	-3.5	+9.2
16	Бер-7	Ca	0.70783±9	+1.4	+18.2		
17	Бер-6м	Ca		-1.7	+21.9		
18	Бер-6ка	Ca		-2.8	+15.9	-0.8	+10.1
19	Бер-1	Ank, Dol	0.70562±7	-4.1	+15.4	-2.1	+9.6
20	Бер-3	Ca, Ank	0.70728±28	-5.3	+15.2	-3.3	+9.4
21	Бер-8	Ca	0.70566±9	-2.1	+18.2	-0.1	+12.4
22	Бер-2	Ank	0.70542±8	-4.1	+19.9	-2.1	+14.1
23	Бер-4	Ca	0.70574±18	-3.3	+14.8	-1.3	+9.0
24	Бер-5	Ca	0.70585±8	-4.8	+14.9	-2.8	+9.1

Примечание. 1, 5–13 – кварц-карбонатные и существенно кварцевые жилы в диоритовых порфиритах; 2–4, 14, 15 – сильно карбонатизированные и ослоденелые диоритовые порфириты; 16 – известняк темно-серый с пятнами кальцита; 17, 18 – соответственно, известняк светло-серый и кальцитовые прожилки в нем; 19–21 – карбонатные прожилки рудной стадии; 22–24 – карбонатные прожилки пострудной стадии. Величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде рассчитаны для 300°C по уравнениям И.-Е. Зенга, Р.Н. Клейтона и Г. Омото. Номер пробы включает номер скважины и глубину отбора образцов в метрах. Образцы 16–24 отобраны О.Ю. Плотинской в карьере. Температура гомогенизации в 1, 5, 6 составляет 229–269°C, а в обр. 11 – 177–185°C. Пустая клетка – компонент не определялся.

в пределах единого тренда на диаграмме K–Rb, что отмечалось ранее и для других месторождений [4, 8].

Гораздо меньший объем изотопных данных получен по другим месторождениям. При слабой и умеренной серицитизации диоритов существенного изменения значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i отношения не происходит, как это наблюдается на Гумешевском месторождении (табл. 1). Сильно серицитизированные диориты могут характеризоваться пониженными величинами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i отношения по сравнению с пропилитизированными диоритами. Так, на Северо-Томинском месторождении ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i составляет: в карбонат-серицит-парагонит-кварцевом аподиоритовом метасоматите 0.7042, в сильно серицитизированном диорите – 0.7041, а в пропилитизированном диорите – 0.7050. На Березняковском месторождениях эти различия совсем невели-

ки. Однако в целом, аналитического материала пока мало и разумнее полагать, что изотопные отношения стронция в аподиоритовых метасоматитах и материнских диоритах принципиально близки, если магматический флюид не прореагировал с мраморами или сланцами. В случае такого взаимодействия наблюдается возрастание $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в метасоматитах и минералах. Это положение иллюстрирует четко проявленный тренд (рис. 3, стрелка вниз), свидетельствующий об увеличении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в послерудных жильных карбонатах (табл. 4, 5) в ряду месторождений с мантийными метками рудоносных гранитоидов при возрастании в них роли мраморов и кислотного выщелачивания. Так, в группе месторождений, где мрамора отсутствуют (Медногорское, Вознесенское, Северо-Томинское, Верхнеуральское), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от-

Таблица 5. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в карбонатах из жил Медногорского (1–3), Вознесенского (4–7), Юбилейного (8), Верхне-Уральского (9), Михеевского (10–15) медно-порфировых месторождений, Тарутинского скарново-медно-порфирового месторождения (16–26), Промежуточного медно-скарнового месторождения (27–34) и температура гомогенизации.

№ п.п.	Скважина-глубина, м	Минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Sr, г/г	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ флюид	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ флюид	$T_{\text{гом}}$
1	7-344	Ca	0.70461±4		-7.0	+13.2	-5.0	+7.4	
2	8-314	Ca	0.706025±7	303	-6.1	+13.1	-4.1	+7.3	
3	7-181	Ca	0.70451±9		-3.0	+14.1	-1.0	+8.3	162–179
4	6-210	Ca		319	-5.0	+17.2	-2.0	+11.4	Нет вкл.
5	10-29	Ca		300	-10.1	+15.6	-8.1	+9.8	160–66, 186–244
6	1-78	Ca			-4.0	+16.5	-2.0	+10.7	
7	12-49	Ca	0.70428±9		-4.5	+14.9	-2.5	+9.1	151–229
8	Юб-40	Ank	0.70646±8						
9	3319-205	Ca	0.70484±9						
10	3063-229	Ca	0.704524±7	426	-3.5	+6.0	-1.5	+0.2	
11	2274-76	Ca	0.706560±9	434	-4.3	+11.5	-2.3	+5.7	178–246
12	3058-65	Ca	0.70708±4		-7.7	+12.5	-5.7	+6.7	199–214
13	3058-129	Ca			-4.3	+15.3	-2.3	+9.5	
14	3050-265	Ca			-2.1	+9.2	-0.1	+3.4	181,210–220
15	3042-116	Ca			-4.1	+12.5	-2.1	+6.7	
16	506-120	Ca			+1.5	+22.3			
17	256-91	Ca			-3.0	+10.4	-1.0	+4.6	
18	501-280	Ca			-1.9	+13.9	+0.9	+8.1	
19	541-175	Ca	0.706155±6		-1.3	+13.6	+0.3	+7.8	
20	251-95	Ca			-2.3	+4.4	-0.3	-1.4	
21	252-181	Ca			-0.5	+15.5	+1.5	+9.7	
22	250-72	Ca			-0.9	+15.0	+1.9	+9.2	210–234
23	502-50	Ca			-0.9	+14.5	+1.9	+8.7	
24	503-208	Ca			-8.2	+15.9	-6.2	+10.1	
25	250-111г	Gr	0.710294±26						
26	250-156г	Gr	0.707186±15						
27	17	Ca	0.70520±4		-4.6	+11.4	-2.6	+5.6	193–252
28	20	Ca			-5.5	+12.4	-3.5	+6.6	
29	00-2-367	Ca			-4.0	+10.2	-2.0	+4.4	212–246
30	00-2-378	Ca	0.70520±5		-3.9	+11.9	-1.9	+6.1	
31	01-3-104	Ca	0.70509±5		-6.3	+8.4	-4.3	+2.6	
32	01-3-220	Ca			-3.5	+12.5	-1.5	+6.7	
33	01-3-240	Ca			-4.3	+9.9	-2.3	+4.1	
34	01-3-342	Ca	0.705034±8		-5.5	+10.9	-3.5	+5.1	

Примечание. 1–4, 7, 9 – кальцитовые прожилки безрудные; 5 – мелкозернистая кальцит-пренитовая жила; 6 – кальцитовый прожилок в зоне развития молибденита; 8 – тонкозернистая темнотемная анкеритовая жила с вкрапленностью сульфидов, карьер; 10 – кальцитовый прожилок розовый послерудный; 11 – крупнозернистый кварц-кальцитовый прожилок; 12 – то же, с обособлениями халькопирита; 13 – белый карбонатный прожилок с халькопиритом и блеклой рудой; 14 – кварц-карбонатный (среднезернистый светло-розовый) прожилок; 15 – кальцит-кварцевый прожилок, сечется кальцитовым прожилком; 16 – мрамор; 17–19 – кальцитовые прожилки в кварцевом диорите; 20, 21 – кальцитовые прожилки, соответственно, в аргиллизите и андезите; 22, 23 – кальцитовые прожилки в скарне; 24 – метасоматически карбонатизированный кварцевый диорит; 25, 26 – соответственно, гранат из гранатового экзо- и эндоскарна; 27, 28 – кальцитовые обособления в массивной пирит-халькопиритовой руде в скарнах; 29–34 – кальцитовые жильно-метасоматические прожилки (часто с хлоритом и кристаллами перекристаллизованного скарнового граната) в скарнах за пределами рудных тел. В пробах 28, 30–34 температуры гомогенизации вторичных газово-жидких включений <100–130°C. Величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде рассчитаны для 300°C по уравнениям кальцит–вода. В пробе 29 величина $\delta^{13}\text{C}$ во включениях с углекислотой составляет -4.7‰. Пустая клетка – компонент не определялся.

Таблица 6. Sr-Nd-C-O изотопная систематика жильных карбонатов

№ пп	Номер пробы	Nd, г/г	Sm, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$(\epsilon\text{Nd})_i$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Возраст, млн. лет	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
1	397-208	8.0	3.0	0.2242	0.512988 ± 6	0.512358	5.4	0.70440 ± 8	429	-8.1	+22.4
2	210-240.5	29	6.1	0.1273	0.512801 ± 5	0.512443	7.4	0.70528 ± 8	429	-4.7	+14.9
3	Бер-8	20	6.3	0.1913	0.513059 ± 5	0.512521	8.6	0.70566 ± 9	429	-2.1	+18.2
4	3644-194	4.6	3.5	0.4593	0.513333 ± 6	0.512160	0.5	0.70522 ± 5	390	-4.3	+16.6
5	3701-108	4.8	1.3	0.1618	0.512834 ± 7	0.512421	5.6	0.70708 ± 6	390	-0.5	+16.3
6	3665-597	0.45	0.18	0.2461	0.512914 ± 19	0.512285	3.0	0.70605 ± 5	390	-2.8	+16.4
7	3676-346	0.25	0.051	0.1223	0.512082 ± 20	0.511762	-7.0	0.70784 ± 2	400	+2.3	+22.4

Примечание. 1–3 – кальциты Северо-Томинского (1) и Березняковского (2, 3) месторождений, 4–7 – карбонаты Гумешевского месторождения: 1–3, 6 – кальцит, 4 – анкерит, 5 – кальцит + анкерит, 7 – мрамор. Характеристика образцов приведена в табл. 3 и 4.

ношение в жильных карбонатах составляет 0.7043–0.7048. Величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношения в гранитоидах этих месторождений отвечают 0.7039–0.7051. На Промежуточном месторождении, где мрамора широко распространены, но отсутствует кислотное выщелачивание (значительный ретроградный процесс), эта величина равна 0.7050–0.7052. И, наконец, на Березняковском месторождении, где развиты мрамора и кислотное выщелачивание, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в карбонатах отвечает 0.7053–0.7058 при величине $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в рудоносных гранитоидах, равной 0.7049–0.7051. В одном из образцов величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает 0.7073 (в мраморе она составляет 0.7078). Максимального значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение достигает на Гумешевском месторождении, в котором наиболее обильно представлены мрамора и ретроградные метасоматиты. То же можно отметить для Тарутинского месторождения (табл. 1, 5). На Юбилейном месторождении, где в адаметлитах сильно выражено влияние верхней коры – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7090$, жильный анкерит также характеризуется высокой долей радиогенного стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7065$). Изложенные материалы явно свидетельствуют о единстве источников рудоносных гранитоидов и флюидов, связанных с нижнекоровым-верхнемантийным уровнем. Флюид также может быть мобилизован из нижней части магматической камеры рудоносного порфирового массива, как это предлагается многими исследователями [24].

Значение $(\epsilon\text{Nd})_i$ в послерудных жильных карбонатах Гумешевского месторождения составляет 0.5–5.6, в диорите и мраморе эта величина соответственно равна +5.1 и –7.0 (табл. 2, 6). В карбонатах Томинско-Биргильдинского рудного узла значения $(\epsilon\text{Nd})_i$ отвечают 5.4, 7.4 и 8.6, в измененных диоритах и метасоматите по ним оно соответственно составляет 5.9–7.5 и 9.4. Для карбонатов обоих месторождений наблюдается очень хорошая прямая линейная корреляция ($r = 0.99$) между значениями $(\epsilon\text{Nd})_i$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением, а также между величинами $(\epsilon\text{Nd})_i$ и $\delta^{13}\text{C}$. В качестве примера эти зависимости приведены на рис. 5 для Гумешевского месторождения. Для рассматриваемых проб карбонатов каждого из этих двух объектов установлена также идеальная прямая зависимость между значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Сущность первых двух зависимостей не вполне понятна, тогда как третья зависимость определяется, как будет показано ниже, степенью взаимодействия магматического флюида с мрамором (изотопное смешение магматического флюида с мраморным изотопным резервуаром). В тоже время, на диаграммах $(\epsilon\text{Nd})_i$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $(\epsilon\text{Nd})_i$ – $\delta^{13}\text{C}$ полученные тренды находятся в стороне от поля мрамора. Можно только предположить, что в процессе взаимодействия флюида с мрамором Nd претерпел изотопное фракционирование, пропорциональное степени взаимодействия, что весь-

ма маловероятно. Если упростить подход и рассматривать геохимию только Nd, то можно полагать, что значения $(\epsilon\text{Nd})_t$ в карбонатах занимают примерно промежуточное положение между величинами $(\epsilon\text{Nd})_t$ в мраморе и диорите (предположительно равновесном с исходным флюидом). Возможно также, что повышенные значения $(\epsilon\text{Nd})_t$ в карбонатах и метасоматитах могут быть в какой-то степени обусловлены взаимодействием флюида не только с диоритами и мраморами, но и с серпентинитами, широко распространенными на Гумешевском месторождении. В какой-то степени это подтверждается очень низким содержанием в ряде образцов жильного кальцита [16] суммы РЗЭ (0.17–0.54 г/т) и восходящим (с увеличением роли тяжелых лантаноидов) типом спектра редких земель $(\text{La/Yb})_N = 0.03\text{--}0.17$. Взаимодействие магматического флюида с серпентинитом должно приводить к его заметному ощелачиванию и сбросу большей части легких РЗЭ, очень плохо растворимых в подщелоченном флюиде. По [35] карбонаты с восходящей формой спектра должны формироваться в слабо основной (подщелоченной) среде при значительном участии процессов комплексобразования.

Изотопные составы С, О, Н в карбонатах и силикатах гидротермалитов и их соотношения с изотопным составом Sr

На Гумешевском месторождении в эпидотах из карбонатизированных эндоскарнов значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют +7.8...+8.9‰, а в актинолитах из экзоскарновых магнетит-актинолит-кальцитовых метасоматитов – +10.0, +11.2‰ (рис. 4). Значения δD отвечают, соответственно, –90...–107 и –112, –121‰. Расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ (7.4–8.5‰) и δD (–49...–61‰) во флюиде, равновесном при 400°C с эпидотом, подтверждают магматическую природу воды как при скарнообразовании, так и при ретроградном метасоматизме [7]. Выше обсуждались равновесные отношения между значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в силикатах (эпидот, амфибол) и кальцитах ($r = 0.86$) для измененных скарнов. Кроме того, для последних выявлены (рис. 4) и хорошие прямые линейные зависимости между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в силикатах ($r = 0.97$), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кальцитах и $\delta^{18}\text{O}$ в силикатах ($r = 0.94$). Четкие обратные зависимости ($r = -0.94\text{--}-0.97$) наблюдаются между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в силикатах и $\delta^{18}\text{O}$ в кальцитах, $\delta^{18}\text{O}$ в силикатах и кальцитах. Эти данные указывают на установление равновесных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в минералах и между минералами при ретроградном преобразовании скарнов.

Изотопные составы С и О жильных послерудных карбонатов варьируют весьма широко как в целом, так и в пределах отдельных месторождений. На диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$ анализы располагаются в области, находящейся между полями мрамора и “магматического” (по терминологии Бау-

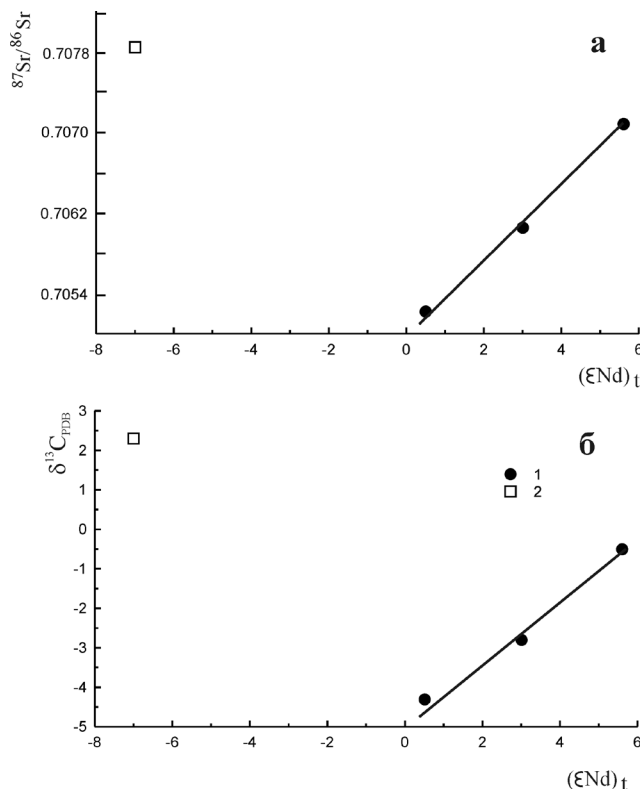


Рис. 5. Зависимости между значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $(\epsilon\text{Nd})_t$ (а), $\delta^{13}\text{C}$ и $(\epsilon\text{Nd})_t$ (б) в жильных послерудных карбонатах Гумешевского месторождения. (Прямая линейная корреляция между значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$ для данных образцов приведена на рис. 3). 1 – карбонат; 2 – мрамор.

мана [37]) кальцита (рис. 6 табл. 3–5). Достаточно определенно выделяются две группы карбонатов. К первой группе относятся карбонаты Гумешевского и Тарутинского месторождений, содержащие обильные тела мраморов, скарнов и ретроградных метасоматитов (рис. 6, а). Для этих месторождений характерны преимущественно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (от +1 до –3 ‰) и высокие $\delta^{18}\text{O}$ (14–20 ‰). В целом, они тяготеют к полю мрамора, образуя для карбонатов Гумешевского месторождения два тренда. Один из них фиксирует прямо пропорциональную линейную зависимость ($r = 0.99$) для пяти из семи образцов жильных карбонатов, отвечая бинарной системе изотопного смешения в условиях отсутствия изотопного фракционирования углерода и кислорода. В нижней части тренд пересекает поле “магматического” кальцита, а в верхней – приближается к полю мрамора. Второй тренд представлен вытянутым полем карбонатов из ретроградных метасоматитов. Величина $\delta^{13}\text{C}$ в них обычно варьирует в интервале 0...–3, а $\delta^{18}\text{O}$ – в интервале +16...+20 ‰.

Такое поле очень характерно для приконтактовых карбонатов многих скарново-медно-порфировых месторождений и рассматривается как результат изотопного смешения при взаимодействии магматического флюида и мрамора при фракционировании изотопного состава углерода и кислорода. Модельные расчеты взаимодействия кальция мрамора с магматическим флюидом по уравнениям [51] для Гумешевского месторождения свидетельствуют о том, что метасоматические карбонаты могли сформироваться при температуре 200–300°C и ниже (при $X_{\text{CO}_2} = 0.1$) в связи с процессом смешения, как это представляется в [51 и др.]. Карбонаты второй группы месторождений, на которых мрамора отсутствуют или слабо распространены (рис 6б), образуют поле вблизи “магматического” кальцита. На Промежуточном медно-скарновом месторождении значение $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-4\ldots-6\text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O} = 8\ldots12\text{‰}$, что типично для медно-скарновых месторождений [37]. Для уральских медно-порфировых месторождений, не содержащих существенного количества известняков, эти значения составляют соответственно $-3\ldots-7\text{‰}$ и $11\ldots17\text{‰}$, т.е. тоже близки к литературным данным. Детальнее вышеизложенное охарактеризовано в [7].

Ниже приведено более значимое обоснование бинарного изотопного смешения. Ранее нами впервые выявлена [7, 13] прямая линейная зависимость ($r = 0.98$, $n = 6$) между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в послерудных жильных карбонатах (жилы не сопровождаются метасоматическими каймами) на примере Гумешевского месторождения (рис. 3, тренд I). Нижней части линии регрессии отвечает “магматический” (по терминологии Баумана [37]) кальцит с минимальными значениями $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (соответственно, -6.9‰ , $+6.7\text{‰}$ и 0.70378 ± 4). В верхней части тренд выходит в поле мрамора, соответствующего по изотопным параметрам известняку D_1 возраста. График однозначно свидетельствует о смешении двух изотопных резервуаров – магматического флюида (или равновесного с ним диорита) и мрамора (точнее, флюида, образовавшегося при взаимодействии магматического флюида с мрамором). Подобная зависимость для других уральских месторождений проявлена нечетко (а также частично) или отсутствует, что не удивительно, ибо она должна отвечать только бинарным системам к тому же при отсутствии существенного изотопного фракционирования углерода. При наличии третьего изотопного резервуара (не содержащего углерода), что типично для рудных полей, зависимость указанного типа не может быть выражена. Для части жильных карбонатов Гумешевского месторождения хорошо проявлена зависимость аналогичного генетического типа между значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [7]. Ука-

занные зависимости являются уникальными, однозначно свидетельствуя о поступлении в послерудный этап минералообразования магматического флюида и о его преимущественном изотопном смешении с мраморами.

Карбонаты из ретроградных метасоматитов Гумешевского месторождения на диаграмме $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также занимают промежуточное положение между “магматическим” кальцитом и мрамором. Однако они образуют два поперечных тренда относительно тренда смешения для жильных карбонатов (рис. 3). Один из них отвечает апо-мраморным силикатно (хлорит, тальк, тремолит)-магнетит-сульфидно-кварц-карбонатным метасоматитам (тренд II), второй – апоэзоскарновым магнетит-актинолит-кальцитовым и апоэндоскарновым эпидот-кальцитовым метасоматитам (тренд III). Природа этих двух трендов нам не ясна. Судя по минеральному составу метасоматитов, карбонаты верхней части тренда II формировались в более щелочной и низкотемпературной среде по сравнению с карбонатами нижней части тренда [7].

Расчетная величина $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде, равновесном с жильным и метасоматическим кальцитом при 300°C, на Гумешевском и Березняковском месторождениях обычно варьирует в интервале 8–13‰ (табл. 3, 4). Это соответствует магматической воде с некоторой примесью метаморфической воды, вероятно генерируемой взаимодействием флюида с мрамором. В рудных полях, характеризующихся меньшей ролью мраморов и кристаллических сланцев в гидротермальном процессе или их отсутствием, величина $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде обычно меньше и приближается к магматическому флюиду. Так, в жильных карбонатах Медногорского и Вознесенского месторождений величина $\delta^{18}\text{O}$ составляет 7–11‰. На Михеевском месторождении $\delta^{18}\text{O}$ отвечает 7–10‰, иногда опускаясь до 1–3‰, т.е. при магматической природе воды налицо влияние метеорной воды. На Тарутинском месторождении это исключительно магматическая вода ($\delta^{18}\text{O} = 5\text{--}10\text{‰}$), хотя широко распространены скарны и менее – остатки мраморов. По-видимому, отсутствие преобразования мраморов в ретроградный этап исключило их влияние на изотопный состав кислорода флюида. То же можно сказать о Промежуточном медно-скарновом месторождении, где величина $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде отвечает 4–7‰ (табл. 5). В целом, приходится полагать, что, если температура формирования карбонатов была выбрана правильно, то в ретроградный и послерудный этапы в зону минералообразования поступали порции магматического флюида, которые испытывали частичное смешение с метеорной и метаморфической водой. Если температура флюида была ниже 300°C, то роль метеорной составляющей, естественно, была выше. Однако этому в большинстве случаев противоречит мантийный тип изотопного состава стронция.

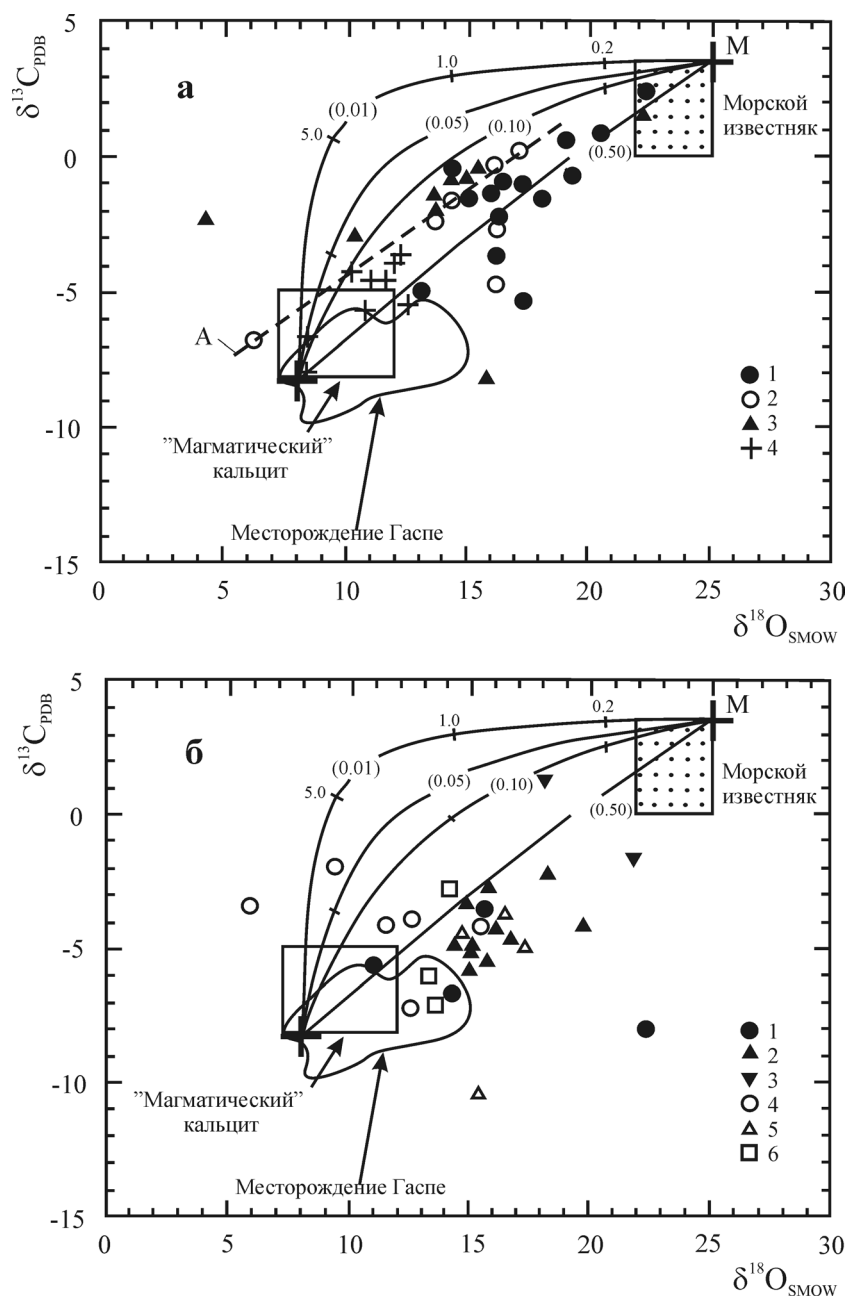


Рис. 6. Соотношение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах из скарново-медно-порфировых, медно-скарнового (а) и медно-порфировых (б) месторождений Урала.

а. 1, 2 – соответственно, апомраморные (и апоэкзокскарновые) метасоматиты и кварц-карбонатные жилы в диоритах Гумешевского месторождения; 3 – карбонатные и кварц-карбонатные жилы в диоритах Тарутинского месторождения; 4 – карбонатные прожилки в скарнах Промежуточного медно-скарнового месторождения. А – тренд жильного карбоната Гумешевского месторождения (5 из 6 анализов).

б. 1, 2 – карбонатные прожилки в диоритах, соответственно, Томинского медно-порфирового и Березняковского золото-порфирового месторождений; 3 – перекристаллизованные известняки Березняковского месторождения; 4–6 – карбонатные прожилки в диоритах, соответственно, Михеевского, Вознесенского и Медногорского месторождений.

Фигуративные знаки в поле морского известняка отвечают мраморам изученных месторождений. Остальные обозначения – по [37]. Линии отвечают изменению соотношения изотопов в кальците для 450°C при взаимодействии магматической воды ($\delta^{18}\text{O} = +6\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = -8\text{‰}$) с мрамором ($\delta^{18}\text{O} = +25\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = +3.5\text{‰}$) при различных значениях вода/порода (мас. %) и X_{CO_2} (в скобках).

Таблица 7. Изотопный состав кислорода в жильном кварце медно-порфировых месторождений

Скважина- глубина, м	Характеристика породы	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ кварц	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ флюид	$\delta^{13}\text{C}$, ‰*	δD , ‰*	T_g °C	Соле- ность
<i>Гумешевское Au-Cu-порфировое месторождение</i>							
3345-698	Кварц-кальцитовая жила безрудная в диорите	+9.4	+2.5			160–165	
3644-194	То же	+17.0	+10.1	–4.8		135–145	6.4–7.9
3665-597.4	Кальцит-кварцевая жила безрудная	+16.6	+9.7	–3.2	–102.4		
3660-356	Кварцевая жила безрудная в диорите	+13.4	+6.5	–3.9			
3701-175	То же	+11.5	+4.6	–5.1		169–173, 260–318	
3675-517	То же	+12.0	+5.1		–70.3	165–170	3.4–6.5
3652-455	Эпидот-кварцевое обособление в эпидозите	+14.5	+7.6	–3.0		160–200, 370–390	3.3–9.2
3701-4.1	Пирит-халькопирит-кварцевая жила в диорите	+12.2	+5.3			170–175	7.1–9.3
3701-14.3	То же	+10.8	+3.9			206–270	
3701-21.8	То же	+11.9	+5.0			135–160	7.8–10.5
3679-227.9	То же	+11.7	+4.8			170–188	
<i>Михеевское Mo-Au-Cu-порфировое месторождение</i>							
3052-80	Кварцевый прожилок, молочно-белый с редкой вкрапленностью пирита	+10.3	+3.4				
3057-80	Кварцевый прожилок безрудный в диорите	+12.1	+5.2				
3011-86.5	Кварцевый прожилок с молибденитом	+10.9	+4.0			185–255	9–33
10405-196	Кварцевый прожилок с молибденитом и пиритом					200–205	9.3–10.5
<i>Тарутинское Mo-Cu-порфировое месторождение</i>							
256-134	Кварцевый прожилок безрудный	+12.8	+5.9			193–252	
515-301	Кварцевый прожилок с пиритом и халькопиритом	+10.3	+3.4			160–200	10.5– 11.7
252-139	Кварцевый прожилок с пиритом и молибденитом	+13.5	+6.6	–4.7		212–246	
<i>Медногорское Cu-порфировое месторождение</i>							
8-159	Кварцевый прожилок безрудный	+13.2	+6.4				
<i>Вознесенское Cu-порфировое месторождение</i>							
6-96	Кварцевый прожилок безрудный	14.3	+7.5				
<i>Талицкое Cu-Mo-порфировое месторождение (P=1.6–2.4 кбар)</i>							
611-95	Кварцевая жила безрудная	+10.8	+3.9	–2.7	–102.1	235–275	
621-65	Кварцевый прожилок с MoS_2 , CaF_2 и КПШ	+11.2	+4.3	–3.8	–99.3	270–280	

Примечание. Температура гомогенизации (T_g) включений и соленость флюида (общая концентрация солей в мас. % экв. NaCl) определялись А.А. Боровиковым (ОИГГМ СО РАН г. Новосибирск) и В.С. Карпухиной (ИГЕМ РАН). Величина $\delta^{18}\text{O}$ для кварца из послерудных прожилков Промежуточного месторождения составляет 11.3 и 13.6‰. Значение $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде рассчитано по уравнению Р.Н. Клейтона. * – определено во флюидных включениях. Детализация для 3011-86.5: 1) газ (185–195°C) + жидкость + галит (235–255°C), соленость 33 г/экв. NaCl, состав раствора: NaCl, FeCl_2 ; 2) газ (200–215°C) + жидкость, соленость 8.9 г/экв. NaCl, состав раствора: CaCl_2 , KCl. Детализация для 10405-196: газ (200–205°C) + жидкость, соленость 9.3–10.5 г/экв. NaCl, состав раствора: NaCl, KCl.

Изотопные составы кислорода и водорода в жильном кварце

Значение $\delta^{18}\text{O}$ в кварце из кварцевых и карбонат-кварцевых прожилков составляет обычно 10–17‰. Кварц из сульфидсодержащих и безрудных прожилков не отличается по величине $\delta^{18}\text{O}$ и температуре гомогенизации флюидных включений, которые относятся преимущественно к первично-вторичному типу (табл. 7, рис. 7). Первичные включения встречаются редко. Размеры включений обычно не превышают 10 мкм [3, 9]. Температура гомогенизации

флюидных включений составляет 160–200°C, редко достигая 250–400°C. Соленость флюида равна 3–9 (до 12) мас. % в экв. NaCl. Расчетная величина $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде, равновесном с кварцем для принятой температуры 300°C, составляет почти по всем образцам 4–10‰ (табл. 7), т.е. отвечает магматической воде. Только в отдельных случаях она понижается до 3‰, фиксируя присутствие примеси метеорной воды, роль которой значительнее, если расчетная температура завышена. В газовой-жидких включениях в кварце Гумешевского месторождения величина $\delta^{13}\text{C}$ составляет –5...–3‰ (табл. 7),

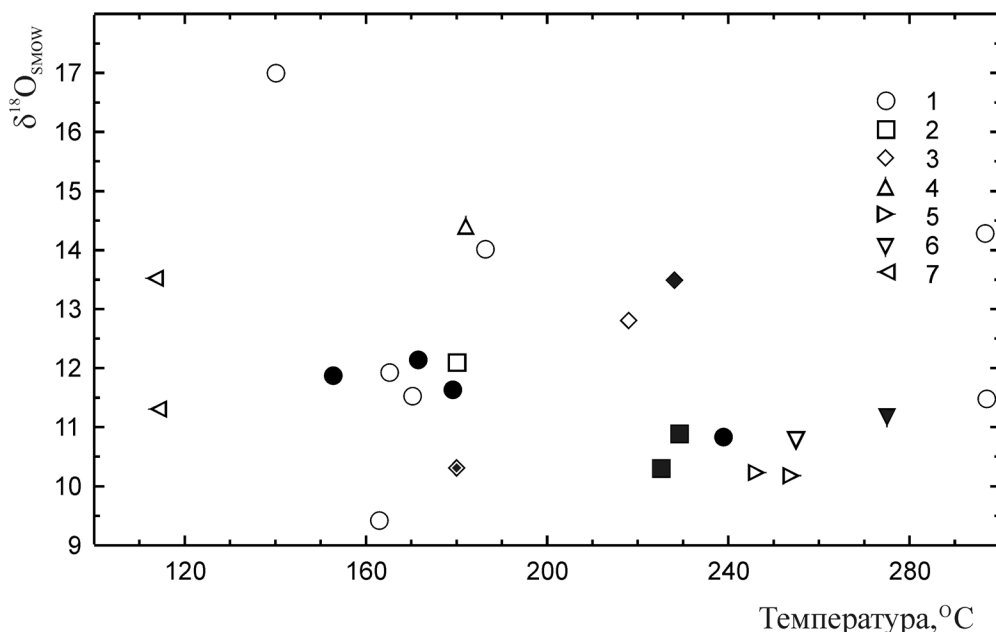


Рис. 7. Изотопный состав кислорода и температура гомогенизации флюидных включений в жильном кварце из медно-порфировых месторождений Урала.

1–7 – месторождения: 1 – Гумешевское, 2 – Михеевское, 3 – Тарутинское, 4 – Березняковское, 5 – Томинское, 6 – Талицкое, 7 – Промежуточное, медно-скарновое. Затемненными фигуративными знаками показаны кварцевые прожилки с сульфидами, незатемненными – безрудные прожилки. В случае больших интервалов температур гомогенизации приведены средние значения.

что ближе к магматической воде, нежели расчетное значение для флюида, из которого формируются карбонатные и кварц-карбонатные жилы (обычно $-2...+1\%$, табл. 3). Противоречия здесь нет, т.к. основная масса карбонатных и кварцевых жил образуется в разные стадии, которые, вероятно, перекрываются. При этом, как показано выше, формированию карбонатных жил предшествует взаимодействие первичного флюида с мрамором. Низкая величина δD во флюидных включениях ($-102, -99$, табл. 7) свидетельствует, возможно, о большей роли метеорной воды при формировании кварцевых жил, нежели указывалось выше.

Изотопный состав серы сульфидов

Сульфиды образуются преимущественно в завершающую стадию кислотного выщелачивания (ретроградного процесса в скарнах и мраморах), формируя прожилково-вкрапленные штокверки. Гораздо реже сульфиды наблюдаются в (карбонат)-кварцевых прожилках и жилах. Данные образования принципиально не различаются по изотопному составу серы сульфидов (в том числе пирита и халькопирита), отвечая на большинстве месторождений метеоритному значению. В целом, величина $\delta^{34}S$ равна $0 \pm (1-3)\%$ [11, 15]. Полученное в последнее время значение

$\delta^{34}S$ в пирите и халькопирите из различных типов руд Гумешевского месторождения также составляет $0 \pm 2\%$ (67 ан.). Подтверждением связи сульфидизации с магматическим флюидом на Гумешевском месторождении может свидетельствовать низкое значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (0.7041) в карбонате из апомраморного анкерит-кальцит-пиритового (до 60–70 об. %) метасоматита. Сульфидизация метасоматитов сопровождается частичной перекристаллизацией карбоната и установлением новых равновесных отношений при $T = 164-260^\circ C$ и $P = 0.33-0.36$ кбар [12]. Вместе с тем необходимо отметить, что в ряде случаев на отдельных участках месторождений наблюдается резкое увеличение или уменьшение значения $\delta^{34}S$, на что неоднократно указывалось и в литературе. Это может быть связано со значительным изменением условий минералообразования или с влиянием вмещающих пород. Прекрасной иллюстрацией последнего является Юбилейное месторождение в Мугоджарах. Здесь высокое значение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7090$ и низкое значение $(\epsilon Nd)_i = -2.0$ в рудоносных порфирах свидетельствует о значительной примеси корового материала. Вероятно поэтому и параметры флюида существенно отличаются от выше охарактеризованных “мантийных” значений – в пирите $\delta^{34}S = 8.5-9.0$ (3 ан.), а в анкерите $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7065$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исключительно широко распространенные на восточном склоне Урала порфиоровые кварцдиоритовые комплексы, сопровождающиеся сульфидной минерализацией или оруденением (в том числе крупными промышленными месторождениями), относятся, как показано выше, к островодужному геохимическому типу. Наблюдается длительная эволюция рудоносного диоритового магматизма – при его омоложении по изотопному датированию от S_2 до C_{1-2} по мере движения по латерали на восток от Тагило-Магнитогорской до Валерьяновской вулканогенных мегазон. При этом сохраняется постоянство изотопных параметров диоритоидов – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7040\text{--}0.7051$, $(\epsilon\text{Nd})_i = 3\text{--}7$, отвечающих мантийным значениям. Предполагается, что источником диоритоидов и оруденения является базитовый (метабазитовый) “слой” в нижней коре–верхней мантии или в верхней мантии, который имеет стабильный состав по латерали, но инициирует рудоносный кварцдиоритовый магматизм под воздействием смещающегося во времени на восток глубинного флюидного мантийного потока. Влияния коры в основном не ощущается, и этим уральские порфиоровые рудно-магматические системы (“диоритовая модель”) отличаются от систем (“монцититовая модель”), связанных с субдукционными зонами активных континентальных окраин Америки и других регионов. Месторождения “монцититовой” модели для Урала не характерны. Можно отметить (**Ау, Су**)–**Мо-порфиоровое Первомайское** месторождение C_{1-2} возраста и, возможно, Баталинское рудопоявление. Если придерживаться широко распространенного мнения о том, что восточная часть уральского орогена отвечает активной окраине континента, то геодинамическим аналогом монцититовидного медно-порфиорового магматизма мог бы являться C_{1-2} золотоносный надсубдукционный гранодиорит-трондьемитовый магматизм. Гранитоиды нескольких хорошо изученных золотоносных массивов (Шарташский, Шабровский) характеризуются мантийными метками, отвечая послепорфировой эволюции базитового слоя. Однако латеральная однородность медно-порфиоровых месторождений при их значительном омоложении с запада на восток едва ли свидетельствует в пользу гипотезы активной окраины.

Полученные изотопные данные свидетельствуют о преимущественно магматической природе флюида, неоднократно поступавшего на всех этапах формирования уральских порфиоровых месторождений в зону минералообразования и о наследовании им особенностей глубинного магматического источника диоритоидов. Для ряда российских месторождений различной формационной принадлежности магматический тип рудоносных флюидов в последнее время подчеркивался на основе дан-

ных по стабильным изотопам (Бортников, 2006 и др.). Такой флюид вероятно изотопно равновесен с диоритоидами рудоносного массива, на что указывают близкие значения первичного изотопного состава **Sr и Nd диоритоидов и продуктов их кислотного выщелачивания**. Если в пределах рудных полей присутствуют мрамора, кристаллические сланцы и другие вмещающие породы, то обычно имеет место взаимодействие с ними магматического флюида. При этом происходит изменение первичного изотопного состава **Sr, Nd, С, О и Н во флюиде**, иллюстрирующее гигантскую роль перераспределения вещества при формировании месторождений. Смешение различных изотопных резервуаров может происходить неоднократно на всех этапах становления месторождений. Для рассматриваемых месторождений роль метаморфической воды при минералообразовании ограничена, а метеорная вода в заметном количестве фиксируется только в локальных участках на заключительном этапе формирования месторождений.

Михеевское, Гумешевское и Северо-Томинское месторождения являются, вероятно, наиболее крупными промышленными объектами в группе месторождений “диоритовой” медно-порфиоровой модели, свидетельствуя о возможности значительной концентрации меди в связи с кварцдиоритовым магматизмом островодужного геохимического типа, исключительно широко проявленным в пределах восточного склона Урала [8 и др.]. Наблюдается, как и во многих других регионах, генетически связанное с медно-порфиоровыми объектами эпitherмальное медно-золото-порфиоровое оруденение (Березняковское месторождение), а также протяженные пояса медно-магнетит-скарновых слабо изученных рудопоявлений, генетически пока не идентифицированных. Пояса таких массивов тянутся на всем протяжении Восточно-Уральской и Тагило-Магнитогорской, а также Валерьяновской вулканогенных мегазон. Изложенные данные предполагают, в соответствии с последними металлогеническими обобщениями [28 и др.], что Урал является провинцией, перспективной на выявление новых крупных медно-порфиоровых, скарново-медно-порфиоровых и связанных с ними иных (золотых прожилковых и эпitherмальных) типов месторождений. К тому же в ряде объектов содержания такого остродефицитного стратегического металла как рений достигают в молибдените 0.2–0.3 и даже 0.6 мас. %. Необходимо отметить, что Средний Урал и районы севернее его совершенно недостаточно изучены в плане выявления указанных типов оруденения. Можно подчеркнуть, что крупный Восточно-Артемовский кварцдиоритовый массив (район г. Артемовский), характеризующийся наличием объемной сульфидной минерализации, выделяется аномальными содержаниями рения, который может концентрироваться в локальных гипо-

генных и гипергенных зонах. При существующей ситуации, без скрупулезных производственных и исследовательских работ открытие новых промышленных месторождений откладывается на неопределенное будущее.

Автор признателен Ю.Л.Ронкину, О.П. Лепихиной и многим другим коллегам за помощь в работе, а также профессору А.И. Кривцову за конструктивные критические замечания.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00289 и 09-05-12035-офи-м) и ОНЗ РАН (программа по суперкрупным месторождениям).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Банникова Л.А., Спасенных М.Ю., Козеренко С.В., Барсуков В.Л. Особенности флюидного режима и возможные механизмы формирования золотого оруденения в вулканогенных поясах (по изотопным данным) // Геохимия. 1993. № 3. С. 412–426.
2. Берзина А.П., Гимон В.О., Пономарчук В.А. Гранитоиды Cu-Mo-порфинового месторождения Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): геохимия, изотопия Sr, Nd, геодинамика // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ. 2008. С. 38–39.
3. Боровиков С.С., Грабежеев А.И., Сотников В.И. Низкотемпературная флюидная перекристаллизация гидротермалитов Гумешевского месторождения // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 207–210.
4. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах и в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. № 1. С. 3–28.
5. Горожанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 98–108.
6. Грабежеев А.И. Скарны Гумешевского скарново-медно-порфинового месторождения (Средний Урал) // Петрология. 2004. № 2. С. 176–190.
7. Грабежеев А.И. Гумешевское скарново-медно-порфиновое месторождение (Средний Урал, Россия): рудоносные диориты, метасоматиты и жилы (с использованием изотопной геохимии Sr, Nd, C, O, H) // Геология руд. месторождений. 2009, в печати.
8. Грабежеев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфиновых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 199 с.
9. Грабежеев А.И., Боровиков А.А., Вигорова В.Г. Флюидные включения в прожилковом кварце и карбонате медно-порфиновых месторождений Урала // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН 2008. С. 308–312.
10. Грабежеев А.И., Краснобаев А.А. U-Pb возраст и изотопно-геохимическая характеристика Томинско-Березняковского рудного поля // Литосфера. 2009. № 2. С. 14–27.
11. Грабежеев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд. УГГА, 1998. 171 с.
12. Грабежеев А.И., Мурзин В.В., Сотников В.И. и др. Карбонаты из метасоматитов и жил Гумешевского скарново-медно-скарнового месторождения (Средний Урал): состав и геотермобарометрия // Записки ВМО. 2005. № 4. С. 15–27.
13. Грабежеев А.И., Ронкин Ю.Л. Изотопы углерода, кислорода и стронция в карбонатах медно-скарновых месторождений Урала // Литосфера. 2007. № 4. С. 102–114.
14. Грабежеев А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В. и др. Березняковское золото-порфиновое месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений, 2000. № 1. С. 38–52.
15. Грабежеев А.И., Сотников В.И., Чащухина В.А. Изотопный состав серы сульфидов медно-порфиновых месторождений Урала. Геохимия. 1989. № 10. С. 1508–1511.
16. Грабежеев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л. Изотопы Sr, Nd и редкие земли в породах и минералах медно-порфиновых систем главной вулканогенной зоны Урала // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 330–343.
17. Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерогения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: УТГУ, 2004. 336 с.
18. Каллистов Г.А., Осипова Т.А. Возраст и природа субстрата раннепермских редкометальных лейкогранитов Кременкульского массива (Южный Урал) – изотопно-геохронологические ограничения // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Бурятский НЦ СО РАН, 2008. С. 172–173.
19. Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.
20. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфиновых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
21. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфиновые месторождения мира. М.: Наука, 1986. 236 с.
22. Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформмарк, 1998. 413 с.
23. Осипова Т.А. Коллизионные и субдукционные гранитоиды батолитов Южного Урала – составы и источники магм // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ.: Бурятский НЦ СО РАН, 2008. С. 280–282.

24. Попов В.С. Геология и генезис медно-молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 203 с.
25. 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.
26. Пучков В.Н. Очерк минерагении Урала // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 195–222.
27. Ронкин Ю.Л., Журавлев Д.Э., Чаурухин И.С. Sm-Nd изохронное датирование габбро Московского массива Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны // Ежегодник-1989, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1990. С. 107–110.
28. 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.
29. Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А. Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 142 с.
30. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. М.: МГУ, 2006. 292 с.
31. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Интрузивный магматизм ранних стадий развития уральского эпикоеанического орогена: U-Pb геохронология, геохимия, закономерности эволюции // Геохимия. 2009. № 2. С. 150–170.
32. Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Изотопно-геохимическая (Sm-Nd, Rb-Sr) и металлогеническая эволюции Уральской складчатой стемы // Изотопные системы и время геологических процессов. Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 2009. С. 235–238.
33. Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е. и др. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника. 2000. № 5. С. 44–60.
34. Anthony E.Y., Titley S.R. Progressive mixing of isotopic reservoirs during magma genesis at the Sierrita porphyry copper deposit, Arizona: Inverse solutions // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. № 9. P. 2235–2249.
35. Bau M. Arc-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chem. Geol. 1991. V. 93. P. 219–230.
36. 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.
37. 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.
38. Dupont A., Auwera J.V., Pin C., Mari S. Trace elements and isotope (Sr, Nd) geochemistry of porphyry mineralizing late cretaceous intrusions from Banat, W. Carpathians, Romania // Mineralium Deposita. 2002. V. 37. № 6–7. P. 568–586.
39. 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.
40. 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.
41. Frei R. Evolution of mineralizing fluid in the porphyry copper system of the Skouries deposit, northeast Chalkidiki (Greece): evidence from combined Rb-Sr and stable isotope data // Econ. Geol. 1995. V. 90. № 4. P. 746–762.
42. 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.
43. Nakano T., Shimasaki H., Shimizu M. Strontium isotope systematics and metallogenesis of skarn deposit in Japan // Econ. Geol. 1990. V. 85. № 4. P. 794–815.
44. Reesman R.H. Strontium isotopic compositions of gangue minerals from hydrothermal vein deposits // Econ. Geol. 1968. V. 63. № 7. P. 731–736.
45. 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.
46. Savard M.M., Kontak D.J. $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ covariations in ore-stage calcites at and around the Gays River Zn-Pb deposit (Nova Scotia, Canada) – Evidence for fluid mixing // Econ. Geol. 1998. V. 93. № 6. P. 818–833.
47. 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.
48. 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.
49. Voicu G., Bardoux M., Stevenson R., Jebrak M. Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Ornai, Guiana Shield: implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits // Mineralium Deposita. 2000. V. 35. № 4. P. 302–314.
50. 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 // Journal of Petrology. 2006. V. 47. № 11. P. 119–144.
51. Zheng Y.-F., Hoefs J. Carbon and oxygen isotopic co-variations in hydrothermal calcites // Mineral. Deposita. 1993. V. 28. P. 79–89.

Рецензент А.И. Кривцов

Sr-Nd-C-O-H-S isotope-geochemical description of South Urals porphyry-copper fluid-magmatic systems: Probable sources of matter

I. Grabezhev

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Quartz-diorite porphyry-copper massifs are at the border parts of the meridional volcanic megazones. Long evolution of ore magmatism from S_2 to C_{1-2} manifested along lateral (from west to east). U-Pb ages of zircon and Rb-Sr dates of quartz-diorites belong to S_2 – D_{1-2} at the Magnitogorsk megazone (412–390 Ma – Voznesensk and Gumeshevsk deposits) and at the west part of East-Uralian megazone (430–420 Ma – Tominsk-Bereznia-kovsk ore field). At the east part of East-Uralian megazone the ages are D_3^2 – C_1^1 (366–350 Ma – Mischeevsk and Tarutinsk deposits). At the east border of Urals – Valerianovsk megazone (Benkalinsk deposit), have the C_{1-2} age. Mischeevsk and Gumeshevsk deposits are the large-scale industry objects. The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ and $(\epsilon\text{Nd})_i$ values of dioritoids of all zones are similar (0.7040–0.7051 and 3–7 accordingly), corresponding to mantle values. The isotope and petro-geochemical data of dioritoids correspond to island arc geochemical type with basite source in the mantle top. The basalt “layer” has stable lateral composition and it produces the orebearing quartz-diorite magmatism with eastern rejuvenation. The hydrothermal derivations inherit the isotope-geochemical features of magmatism. The magmatic fluid enters into ore fields at the all stages of hydrothermal process. The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratio in the apodiorite metasomatites are 0.7043–0.7055. The $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in the vein minerals are 6...11‰ and –49...–61‰ (SMOW). However, the presence of marble (and other rocks) at the ore field lead to the mixing of different isotope reservoirs. As a result, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of silicates and carbonates is intermediate (0.7052–0.7065) between diorite and marble. The isotope mixing in the binary systems provides the straight correlation of post-ore carbonates on the $\delta^{13}\text{C} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ diagrams. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the post-ore carbonates increase from 0.7039–0.7051 to 0.7053–0.7058 with increase of marble role in the ore fields. The $\delta^{34}\text{S}$ value in the sulfides are $0 \pm (1-3)\text{‰}$. Post-ore quartz veins are formed from magmatic fluid (salinity is 3–12 wt. % eqv. NaCl), sometimes contained metamorphic or meteoric water ($\delta^{18}\text{O} = 4-10\text{‰}$ at 300°C).

Key words: *Cu, Au, ore forming, Sr, Nd, C, O, H, S isotope geochemistry, Urals.*