

**РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ МЕДНО-СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА:
ПЕТРОГЕОХИМИЯ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ
РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ**

А.И. Грабежев, Г.Ю. Шардакова

Институт геологии и геохимии УрО РАН

620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: grabezhev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 29 ноября 2005 г.

Рассмотрены вопросы связи медно-скарнового рудообразования с диоритовым магматизмом на примере магнетит-медно-скарновых Турьинских рудников (Северный Урал) и скарново-медно-порфировых Гумешевского (Средний Урал) и Тарутинского (Южный Урал) месторождений. В ряде: Турьинские рудники-Гумешевское месторождение-Тарутинское месторождение наблюдается увеличение кремнекислотности гранитоидов малых кварцдиоритовых интрузий (содержание K_2O в неизмененных породах не превышает 1,0-1,5 мас. %), уменьшение роли ранних габброидных фаз и антидромности магматизма. В соответствии с изменением характера магматизма в данном направлении изменяется состав скарнов, возрастает роль ретроградного метасоматизма и особенно кислотного выщелачивания. Рудоносные диоритоиды Турьинского и Гумешевского рудных полей характеризуются низким уровнем содержаний редких земель (23-32 г/т) и одинаковым типом их распределения во всех интрузивных фазах, отвечающим островодужным андезитам. Гранитоидам свойственны низкие содержания Rb (3-14 г/т), Zr (28-52 г/т), Hf (0,5-0,9 г/т), Nb (0,9-1,7 г/т), Ta (0,08-0,12 г/т), Y (5-13 г/т) и других литофильных элементов. Турьинские медные рудники и примыкающие к ним с юга Ауэрбаховские сульфидсодержащие скарново-магнетитовые месторождения отвечают различным последовательно развивающимся рудно-магматическим системам соответственно эмс-нижнеэйфельского и нижнеэйфельского возраста.

Ключевые слова: *медь, скарны, рудообразование, гранитоиды, редкие земли, Урал.*

**ORE-BEARING GRANITOIDS OF URALIAN COPPER-SKARN DEPOSITS:
PETROGEOCHEMISTRY IN CONNECTION WITH
ORE-METASOMATIC ZONALITY FEATURES**

A.I. Grabezhev, G.Yu. Shardakova

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Magnetite-copper-skarn Tur`insk deposit (North Urals) and skarn-copper-porphyry Gumeshevsk (Middle Urals) and Tarutinsk (South Urals) deposits are cited as an example of connection of copper-skarn mineralization with diorite magmatism. In Tur`insk-Gumeshevsk-Tarutinsk deposits row is fixed the rising of granitoid acidity of small-sized quartz-diorite massives (K_2O content in unaltered rocks is $< 1,0-1,5$ wt. %). The decrease of both the volume of early gabbroid rock and antidrome magmatic sequence also are noted in this direction. The role of acidic metasomatism increase in that direction in connection with change of magmatic composition. Ore-bearing dioritoids of Tur`insk and Gumeshevsk deposits are characterized by low level of REE (23-32 ppm) and identical type their distribution in the all phases. The granitoids have low content of Rb (3-14 ppm), Zr (28-52 ppm), Hf (0,5-0,9 ppm), Nb (0,9-1,7ppm), Ta (0,08-0,12 ppm), Y (5-13 ppm) and other lithophile elements. It is concluded that the Tur`insk copper deposits and Auerbach skarn-magnetite deposit correspond to different ore-magmatic systems (accordingly to $D_1^2-D_2^1$ and D_2^1 age)

Key words: *copper, skarns, ore formaition, granitoids, REE, Urals.*

Введение

Согласно имеющимся классификациям [Жариков, 1968; Эйнауди и др, 1984; Грабежев и др., 2001] медно-скарновые месторождения представлены двумя генетическими типами – магнетит-медно-скарновым и магнетитсодержащим скарново-медно-порфировым, которые отличаются по степени минерализации рудоносных гранитоидных массивов, составу руд и ретроградных метасоматитов. Первый тип включает апоскарновое магнетит-сульфидное оруденение, связанное преимущественно с неминерализованными гранитоидными массивами. Второй тип отвечает существенно сульфидному апоскарновому оруденению, являющемуся составной частью скарново-медно-порфировых систем. Состав гранитоидов варьирует в широких пределах, но в основном отвечает известково-щелочному и монцонитоидному рядам. На Урале медно-скарновые месторождения всегда рассматривались в объеме известной скарново-магнетитовой формации Урала [Овчинников, 1960; Баклаев, 1959; Дымкин и др., 1990, и др.]. Это обусловлено нередко совместным нахождением медно-скарновых и магнетит-скарновых месторождений в пределах единых рудных районов, а также обычным распространением медной минерализации (оруденения) в пределах магнетит-скарновых месторождений (особенно на их периферии). Наши исследования показали необходимость генетического расчленения уральских медно-скарновых месторождений, соответственно они подразделены на два вышеуказанных типа. В данной работе не рассматриваются медно-скарновые месторождения периферических частей магнетит-скарновых рудных полей (например Меднорудянского на Высокогорском рудном поле). Их генетическое положение нам не совсем ясно. На Урале оба выделяемых нами типа медно-скарновых месторождений ассоциируют, в отличие от других регионов, не с известково-щелочными гранитоидами или монцонитоидами [Жариков, 1968; Эйнауди и др, 1984; Meiner, 1995, и др.], а с малокалиевыми диоритовыми (и габбро-диоритовыми) комплексами. Это позволяет рассмотреть на уральском материале вопросы связи диоритового магматизма и рудообразования. Используются материалы по D_1^2 - D_2^1 Турьинским рудникам (Северный Урал), Гумешевскому месторождению (Средний Урал) и C_{1-2} Тарутинскому месторождению

(Южный Урал). Турьинские рудники являются типичным представителем магнетит-медно-скарнового типа [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959], в то время как Гумешевское и Тарутинское месторождения относятся к скарново-медно-порфировому типу [Грабежев и др., 2001, 2002; Грабежев, 2004]. Наибольший интерес представляет выявление тех особенностей рудоносных гранитоидов, которые могут определять специфику послемагматических образований. Кратко рассматриваются различия гранитоидов Турьинских рудников и Ауэрбаховского массива (сопровождающегося магнетит-скарновым оруденением), которые необходимо относить к разновозрастным рудно-магматическим системам.

Краткая геологическая характеристика месторождений

Турьинские рудники и Гумешевское месторождение находятся в восточной пограничной части Тагильской вулканогенной зоны, Тарутинское месторождение – в западной части Зауральской сиалической структуры. Гумешевское месторождение приурочено к зоне Серовско-Маукского глубинного разлома [Грабежев и др., 2001; Грабежев, 2004, и др.]. Скарны и рудные тела месторождения локализованы в западном контакте крутопадающей на восток D_{1-2} Гумешевской субмеридиональной диорит-кварцдиоритовой дайкообразной малой интрузии, прорывающей синклиналию складку D_1 мраморов верхнего структурного этажа. Серовско-Маукский глубинный разлом функционировал в течение всего периода формирования месторождения. Это определило резко выраженную линейную субмеридиональную ориентировку при крутом (60 - 70°) восточном падении перемежающихся гранитоидов, мраморов, сланцев, серпентинитов, образовавшихся по ним скарнов и разнообразных метасоматитов ретроградного этапа, в той или иной мере сульфидизированных (основные рудные тела). В гранитоидах, в пределах зон рассланцевания, широко распространены слюдисто-кварцевые метасоматиты с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. В восточной части рудного поля находится малая куполообразная интрузия объемно серицитизированных и сульфидизированных кварцевых диоритов.

Геология Турьинских рудников хорошо известна по работам [Коржинский, 1948; Бак-

лаев, 1959, и др.]. В рудном поле широко распространены малые интрузии габбро и основных гранитоидов, локализованных в породах краснотурьинской осадочно-вулканогенной толщи эмс-нижнеэйфельского возраста. Вулканиды этой толщи комагматичны интрузивным породам. В контактовых зонах массивов и вне их находятся крупные скарновые тела с линзами массивных сульфидов и магнетита.

Тарутинское месторождение представлено магнетит-сульфидными скарновыми телами, сформировавшимися по останцам мраморов и вмещающим их гранитоидам кварцдиоритового состава Карамысовского массива [Грабежев и др., 2002]. Биметасоматическая зональность скарновых тел имеет следующий вид: эпидотизированный диоритовый порфирит–эпидозит–эпидот–гранатовый эндоскарн (редко с пироксеном)–гранатовый экзоскарн–мрамор. Значительно меньшая часть халькопиритового и молибденитового оруденения находится в пределах зон сильной серицитизации–карбонатизации гранитоидов.

Гранитоиды рудоносных массивов

Месторождения связаны с малыми интрузиями гранитоидов преимущественно среднего состава, которые заметно различаются по кремнекислотности. Однако общей их чертой является плагиогранитоидный состав (содержание K_2O в неизмененных породах не превышает 1,0–1,5 мас. %, полностью отсутствуют биотит и калиевый полевой шпат) и становление в условиях мезо-гипабиссальной фации. Гранитоиды малых интрузий Турьинских рудников и Гумешевского месторождения имеют преимущественно порфировидную структуру, а широко распространенные жильные гранитоиды – порфировую. В пределах Тарутинского месторождения рудоносный массив складывается базокварцевыми диоритовыми порфиритами, обычно перемежающимися с порфировидными кварцевыми диоритами. Гранитоиды всех объектов в той или иной степени подверглись метасоматическому изменению. Для петрохимической характеристики исходных гранитоидов нами выб-

Таблица 1
Средние химические составы гранитоидов Турьинских рудников (1-4), Гумешевского (5-8) и Тарутинского (9-11) месторождений (мас. %).

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,35	58,55	61,73	52,70	55,97	61,45	61,02	60,39	58,10	62,06	64,81
TiO ₂	0,87	0,53	0,50	0,72	0,45	0,35	0,48	0,40	0,51	0,43	0,37
Al ₂ O ₃	17,79	17,06	17,44	17,25	16,95	16,84	17,56	16,77	16,67	16,90	16,59
Fe ₂ O ₃	2,39	4,10	2,45	2,45	1,52	2,47	5,20	6,82	1,92	1,52	1,55
FeO	6,20	3,04	2,30	4,85	3,00	2,56	–	–	2,52	2,64	2,10
MnO	0,20	0,14	0,13	0,20	0,12	0,10	0,12	0,12	0,08	0,10	0,07
MgO	5,96	2,41	1,99	5,95	3,93	2,85	3,84	3,55	5,13	3,17	2,35
CaO	10,62	8,34	6,14	8,53	8,56	6,06	7,17	3,63	6,85	3,73	3,77
Na ₂ O	2,21	3,03	4,90	3,22	4,04	3,42	1,78	2,97	3,96	3,92	3,89
K ₂ O	0,89	0,55	0,47	0,34	0,91	0,75	0,83	1,74	0,92	1,21	1,33
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,12	0,14	0,17	0,07	0,16	0,13	0,13	0,10	0,11
S	–	–	–	–	0,51	0,08	0,32	–	0,76	0,57	0,44
п.п.п.	1,53	1,14	1,35	2,90	3,79	2,78	2,16	3,86	2,47	1,98	2,06
Сумма	99,14	99,03	99,52	99,25	99,92	99,87	100,64	100,38	100,02	98,33	99,44
Rb, г/т	–	<10	–	<10	5	16	6	12	22	21	40
Sr, г/т	–	385	–	710	398	382	472	198	807	534	465

Примечание. 1 – габбро малых интрузий (3 ан.); 2,3 – амфиболовые кварцевые диориты малых интрузий (соответственно 10 и 5 ан.); 4 – жильные габброиды дорудных и внутрирудных даек (40 ан.); 5–7 – соответственно амфиболовые диориты (3 ан.), кварцевые диориты (3 ан.) и диоритовые порфириты (2 ан.) Гумешевской дайки; 8 – серицитизированные кварцевые диориты Восточного массива (2 ан.); 9 – базокварцевые диоритовые порфириты амфиболовые (7 ан.); 10 – кварцевые диоритовые порфириты амфиболовые (11 ан.); 11 – плагиогранодиорит-порфиры и плагиогранодиориты обычно пропилитизированные и слабо серицитизированные (21 ан.). Содержания серы не включены в потери при прокаливании. Пустая клетка – компонент не определялся, в анализах 7 и 8 все железо представлено как Fe₂O₃. Используются анализы [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959; Норштейн, 1962] и авторов.

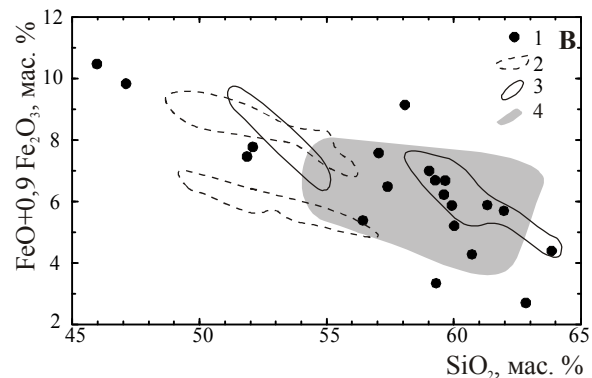
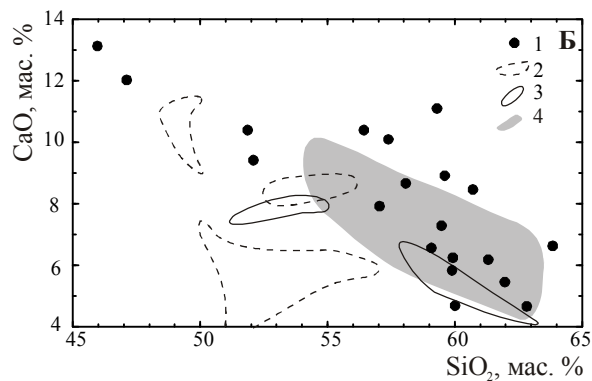
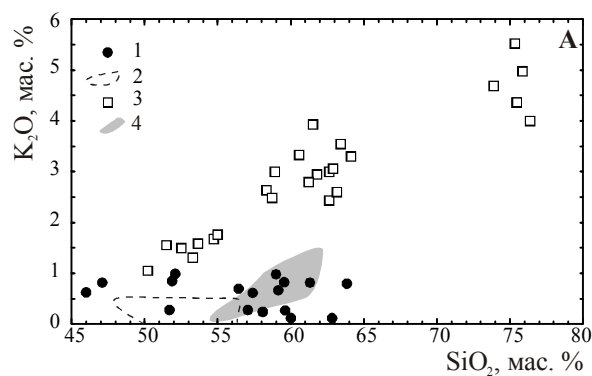
РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Рис. 1. Соотношение K_2O , CaO , FeO' и SiO_2 в рудоносных минимально измененных гранитоидах уральских медно-скарновых месторождений и Ауэрбаховского массива.

1 – габбро и кварцевые диориты малых интрузий Турьинского рудного поля; 2 – поля составов жильных порфиров габброидного, габбро-диоритового и диоритового состава Турьинского рудного поля (40 ан.); 3 – гранитоиды Ауэрбаховского массива (на Б и В приведены в виде поля составов); 4 – поле составов гранитоидов Гумешевского месторождения (18 ан.). По данным [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959; Норштейн, 1962] и авторов.

раны минимально измененные породы. Однако и в последних обычно фиксируется слабая серицитизация или сосюритизация плагиоклаза, актинолитизация, хлоритизация или клиноцоизитизация темноцветных минералов. Подобные изменения пропилитового типа характерны для большинства рудоносных гранитоидов всех регионов мира [Русинов, 1972, и др.].

Малые интрузии Турьинского рудного поля сложены дискретным рядом пород, включающим габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты (табл. 1, рис. 1А). В данном ряду возрастает содержание натрия и понижается – железа, магния, кальция при почти постоянном количестве алюминия. В северной части рудного поля часто встречаются участки умеренно серицитизированных гранитоидов, что может быть связано с наличием недавно выявленной медно-порфировой минерализации вблизи северной границы рудного поля. В не серицитизированных гранитоидах содержание K_2O не превышает 1 мас. %. Среди доскарновых и послескарновых-предрудных жильных пород преобладают диабазовые, габбро-диоритовые и диоритовые порфириды, образующие непрерывный ряд с изменением содержания кремнезема от 48 до 57 мас. % [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959; Норштейн, 1962]. Отмечались также малоизученные редкие жилы внутрирудных спессартитов [Коржинский, 1948; Норштейн, 1962]. На петрохимических диаграммах для жильных пород наблюдается большой разброс значений Fe, Ca, Mg (рис. 1Б,В) многих анализов относительно магматических трендов, свидетельствующий о возможности значительного привноса или выноса этих компонентов. Так на диаграмме SiO_2 – FeO' четко выделяется два линейных тренда. Верхний тренд совпада-



ет с полем анализов гранитоидов малых интрузий Турьинского рудного поля и расположенного южнее Ауэрбаховского массива, отвечая типовой зависимости между компонентами в магматических гранитоидах. Нижний тренд, соответствующий пробам с пониженным содержанием железа, резко выпадает из этой зависимости, явно трассируя анализы гидротермально измененных жильных пород. Близкая картина фиксируется на диаграмме SiO_2 – CaO . При этом никаких зависимостей между содержаниями железа и кальция не наблюдается, то есть происходила независимая миграция этих компонентов. По содержаниям Mg, Si, Al, Na, K измененные (с низкими содержаниями железа или кальция) и неизмененные жильные габброиды не отличаются. Заметный привнос калия при локальной серицитизации жильных гранитоидов, содержащих до 1,5–2,5 мас. %

K_2O , также не сопровождается синхронным изменением содержаний других компонентов. Таким образом, возможно воздействие на жильные габброиды нескольких процессов, в том числе имеющих отношение к скарнированию. Данные процессы являются достаточно слабыми и включают преимущественно перераспределение компонентов при миграции только некоторых из них. Наиболее четкая взаимосвязанная миграция компонентов отмечается при более интенсивном процессе – так называемом осветлении жильных габброидов в зонах мощностью от первых сантиметров до многих метров. При этом происходит разложение темноцветных минералов и перекристаллизация амфибола в пироксен со значительным выносом железа (в 2-2,5 раза) при заметном привносе кальция и небольшом – кремния. Остальные компоненты не испытали миграции.

Ауэрбаховский массив резко отличается от малых интрузий Турьинского рудного поля по составу гранитоидов. Они относятся к монцонитоидному ряду (Ферштатер, 1987, и др.), а содержание K_2O в них связано прямой зависимостью с кремнекислотностью гранитоидов, не опускаясь ниже 1 мас. % (рис. 1А). Выделяется три дискретных фазы – монцогабброидориты, кварцевые монцодиориты и лейкограниты (соответственно 50-55, 58-64 и 74-76 мас. % SiO_2). Гранитоиды Турьинских рудников отличаются от гранитоидов Ауэрбаховского массива заметно большим содержанием кальция и несколько меньшим – железа.

Гумешевский массив слагается преимущественно мелко-среднезернистыми гранитоидами кварцдиоритового состава. Выделяются многочисленные локальные фациальные участки порфировых гранитоидов и эруптивных брекчий. Широко развиты доскарновые порфировые дайки кварцдиоритового, и реже, диоритового, габброидоритового состава, т.е. наблюдаются элементы антидромной последовательности. Минимально измененные гранитоиды содержат 57-65 (обычно 61-63) мас. % SiO_2 и менее 1,5 мас. % K_2O (табл. 1, рис. 1). Гранитоиды массива повсеместно подверглись интенсивной пропилитизации (развитие полупрозрачной и непрозрачной соссюрит-клиноцитовой массы по плагиоклазу, хлорита и тремолит-актинолита по амфиболу). Серицитизация фиксируется в локальных зонах мощностью от первых миллиметров до многих десятков метров. Наличие отчетливой тенденции обратной свя-

зи SiO_2 с MgO , CaO и TiO_2 (рис. 1Б) в ряду кварцевый диорит–габбродиорит свидетельствует о сохранении в гранитоидах первичных особенностей магматической дифференциации, указывая на отсутствие или ограниченную подвижность этих компонентов при пропилитизации и локальной слабой или умеренной серицитизации. Хорошо выражен прямой тренд между Al и Ti , что также свидетельствует о немобильности этих элементов. Вместе с тем, полностью отсутствует зависимость между SiO_2 и FeO , которая должна наблюдаться в ряду дифференциации, что указывает на возможность существенной миграции железа (рис. 1В). Анализ диаграмм показывает, что процессы пропилитизации и серицитизации могут сопровождаться как выносом железа, так и его немобильным поведением. Обычное содержание FeO' в минимально соссюритизированных (клиноцитизированных) кварцевых диоритах с близпервичным содержанием $Na_2O = 3-5$ мас. %, составляет 5-7 мас. %. Серицитизация этих гранитоидов может иногда сопровождаться понижением количества общего железа до 3 мас. % при сохранении содержания Na_2O . Однако при сильной серицитизации и уменьшении содержания Na_2O до 2,5-1 мас. % существенной миграции железа обычно не наблюдается, что обусловлено образованием пирита.

Рудоносный D_3-C_1 Карамысовский массив, в пределах которого локализовано Тарутинское месторождение, слагается базокварцевыми диоритовыми порфиридами, нередко перемежающимися с порфировидными кварцевыми диоритами. Наблюдаются не только фациальные, но и секущие взаимоотношения между порфировыми и порфировидными гранитоидами при их многофазном внедрении. В минимально измененных участках гранитоиды содержат 57-65 (обычно 61-63) мас. % SiO_2 и менее 1,5 мас. % K_2O (табл. 1). Жильная серия кислых гранитоидов (64-75 мас. % SiO_2) распространена ограниченно и включает две ветви – плагиогранитоидную и К-На двуполевошпатовую (микропегматитовые гранодиориты, адамеллиты и лейкограниты). Последняя представлена единичными жилами. Все гранитоиды, в т.ч. и кислые жильные, в той или иной степени пропилитизированы и нередко серицитизированы.

Плагиоклаз в гранитоидах и жильных габброидах Турьинских рудников и Гумешевского месторождения, по нашим данным, совпадающим со сведениями Д.С. Коржинского

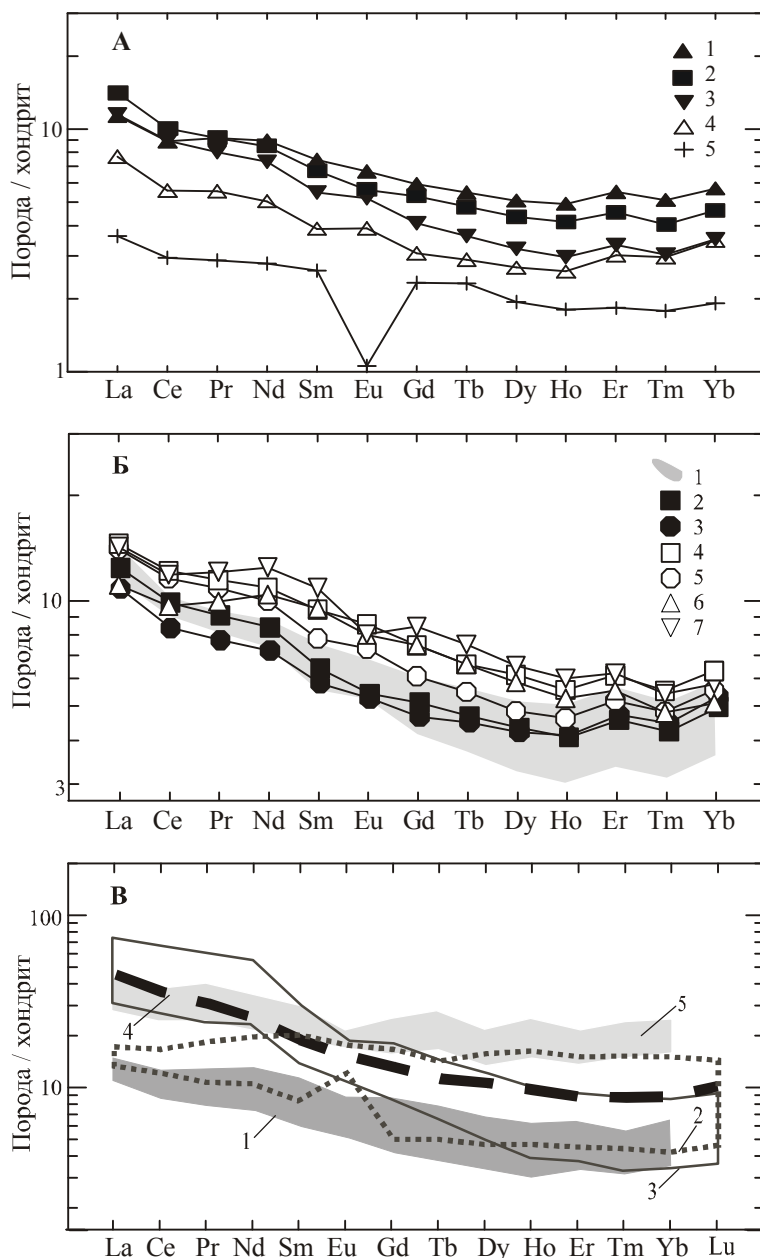
РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Рис. 2. Распределение редких земель в гранитоидах диоритового состава из некоторых массивов Урала.

А. Гумешевская дайка: 1 – габбро-диорит слабо измененный; 2, 3 – диоритовые порфиры слабо пропилитизированные; 4 – кварцевый диорит заметно серицитизированный; 5 – парагонит-мусковит-кварцевый метасоматит по кварцевому диориту.

Б. 1 – гранитоиды Гумешевской дайки; 2,3 – кварцевые диориты серицитизированные и сульфидизированные, Восточный массив Гумешевского рудного поля; 4-7 – Турьинские рудники: 4, 5 – кварцевые диориты Васильевско-Москалевского массива; 6, 7 – соответственно жильный диабазовый порфирит и продукт его осветления, Промежуточное месторождение.

В. Гранитоиды габбродиорит-кварцдиоритового состава некоторых уральских массивов: 1 – Гумешевское, Турьинское рудные поля; 2 – Рефтинский массив (3 ан. по данным В.Н. Смирнова); 3 – Чусовской массив (5 ан.); 4 – Петрокаменский массив (3 ан. по данным Г.Б. Ферштатера); 5 – Ауэрбаховский массив (3 ан.).



[1948], содержит 40-52 % анортитовой составляющей. По данным микронзондового анализа железистость амфибола из кварцевых диоритов Турьинских рудников составляет 34-36 %, содержание Al_2O_3 – 6,7-7,1, TiO_2 – 1,0-1,1, Na_2O – 1,3-1,4, K_2O – 0,1-0,2 мас. %. По амфиболу и плагиоклаз-амфиболовой ассоциации температура образования соответствует 690-700°C, а давление 1,8-2,3 кбар. Железистость амфибола из сильно пропилитизированных кварцевых диоритов Гумешевского месторождения составляет 11-14 %, содержание Al_2O_3 – 1,4-1,7 мас. %, что отвечает, значительно более низким температурам кристаллизации гранитоидов или их перекристаллизации при пропилитизации, по сравнению с кварцевыми диоритами Турь-

инских рудников. Для Гарутинского месторождения соотношение кварца и полевого шпата в микрофотографии из микропегматитового гранодиорита выявляет значительное давление воды при его образовании – до 2,5 кбар по диаграмме [Ферштатер, 1987].

Судя по величине параметра $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO) = 0,40-0,65$, формирование габброидов и кварцевых диоритов малых интрузий Гумешевского и Турьинских рудников происходило в окислительной обстановке, что характерно для скарново-медно-порфировых гранитоидов [Эйнауди и др. 1984; Meinert, 1995]. Для жильных габброидов и габбро-диоритов Турьинских рудников этот параметр равен 0,25-0,35. Величина молярного отношения $Al_2O_3/(CaO + Na_2O$

+ K₂O) в минимально измененных гранитоидах Турьинских, Гумешевского и Тарутинского месторождений составляет, соответственно, 0,7-1,0, 0,85-1,10 и 0,85-1,15, т.е. несколько возрастает в этом ряду, коррелируясь с увеличением роли кислотного выщелачивания при послескарновом минералообразовании. В гранитоидах двух последних месторождений нередко присутствует нормативный корунд (1-4 мас. %).

Рудоносные гранитоиды Турьинских рудников и Гумешевского месторождения характеризуются почти одинаковым низким уровнем содержаний редких земель (рис. 2А,Б, табл. 2, 3), а их распределение во всех фазах близко к таковому в островодужных андезитах вулкана Менделеева на острове Кунашир [Фролова, Бурикова, 1997]. Близкий уровень содержания легких РЗЭ фиксируется на Урале в раннеост-

Таблица 2

Содержания малых элементов в породах Гумешевского рудного поля (г/т)

	3679-131,5	3834-430,6	3887-451	3701-4,9	3701-224,7	4402-440	4402-533,2
Li	7,61	3,98	9,26	4,98	2,02	12,20	6,99
Rb	2,07	0,62	2,80	5,47	11,62	9,33	22,53
Cs	0,24	0,01	0,06	0,41	0,24	0,28	0,48
Sr	358,17	346,77	336,42	141,47	12,08	185,65	229,33
Ba	276,13	19,73	368,88	237,62	109,22	345,63	–
Mo	0,34	17,19	0,4	0,62	2,07	0,11	3,87
Sn	0,49	1,18	13,32	1,06	0,46	9,87	3,18
Be	0,33	0,36	0,39	0,54	0,20	0,38	0,74
Nb	0,85	1,21	1,04	1,12	0,28	1,13	1,30
Ta	0,08	0,10	0,12	0,07	0,03	0,08	0,08
Hf	0,48	0,50	0,59	0,59	0,16	0,54	0,54
Zr	28,38	32,00	40,46	33,70	9,22	30,29	29,72
U	0,03	0,03	0,40	0,03	1,53	0,03	0,03
Th	0,95	1,05	1,10	0,62	0,29	0,98	1,17
Y	9,63	8,22	5,40	5,19	3,29	7,75	7,81
La	3,73	4,63	3,78	2,52	1,19	3,51	4,02
Ce	7,70	8,68	7,73	4,82	2,55	7,13	8,44
Pr	1,19	1,19	1,04	0,72	0,37	0,99	1,17
Nd	5,64	5,34	4,61	3,17	1,75	4,49	5,22
Sm	1,51	1,36	1,11	0,79	0,53	1,17	1,28
Eu	0,51	0,43	0,40	0,30	0,08	0,4	0,41
Gd	1,64	1,46	1,13	0,85	0,64	1,27	1,40
Tb	0,27	0,24	0,18	0,14	0,12	0,22	0,23
Dy	1,74	1,49	1,10	0,92	0,66	1,43	1,47
Ho	0,38	0,32	0,23	0,20	0,14	0,31	0,31
Er	1,24	1,02	0,75	0,68	0,41	1,05	1,02
Tm	0,18	0,14	0,11	0,10	0,06	0,16	0,15
Yb	1,25	1,02	0,77	0,76	0,42	1,16	1,08
Sc	14,47	18,82	12,74	7,33	3,83	13,12	14,78
Ga	22,59	12,53	24,41	20,14	7,30	23,50	32,37
Ni	12,37	14,37	8,37	21,37	22,5	4,32	6,52
Co	15,55	15,35	11,39	12,25	9,55	13,22	22,59
Cr	44,98	33,69	12,55	196,25	521,74	13,06	20,12
V	248,65	186,72	175,30	138,22	34,86	133,55	169,57
Cu	94,21	3561,88	57,54	2193,10	98,38	164,18	666,62
Zn	149,15	106,53	116,06	122,91	184,90	147,97	117,94
Pb	5,27	2,09	1,17	2,38	19,16	8,07	1,32
TR	26,98	27,32	22,94	15,47	8,92	23,29	26,20

Примечание. Гумешевская дайка: 3679-131,5 – габбро-диорит слабо серицитизированный; 3834-430,6 и 3887-451 – соответственно жильные габбро-диоритовые порфирит и диоритовый порфирит пропицитизированные; 3701-4,9 – кварцевый диорит сильно серицитизированный; 3701-224,7 – серицит-парагонит-кварцевый метасоматит по кварцевому диориту. Восточный массив: 4402-440 и 4402-533,2 – кварцевые диориты серицитизированные. TR – сумма редких земель (без иттрия). Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории Новоуральского горно-химического комбината.

РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Таблица 3

Содержания малых элементов в породах Турьинского рудного поля и Аурбаховского массива (г/т)

Элементы	Ту-1	Ту-4	00-4-285	00-4-286	Ту-9	Ту-11	Ту-12
Li	6,65	4,02	9,46	10,74	2,64	4,88	2,01
Rb	14,13	9,96	3,49	6,42	31,48	46,84	29,30
Cs	0,25	0,21	0,34	0,44	0,67	1,38	0,64
Sr	589,58	386,82	643,20	688,71	745,78	567,22	642,17
Ba	392,79	243,68	189,17	207,72	536,89	498,30	680,75
Mo	0,23	0,42	0,37	0,13	1,86	1,17	2,14
Sn	24,02	9,88	0,10	0,1	–	–	–
Be	0,49	0,49	0,35	0,41	0,43	0,38	0,40
Nb	1,58	1,66	0,82	0,96	4,60	2,78	4,00
Ta	0,12	0,12	0,29	0,08	0,35	0,23	0,46
Hf	0,76	0,86	0,51	0,62	1,21	0,96	1,24
Zr	45,44	52,85	28,30	36,26	42,99	35,63	41,29
U	0,03	0,06	0,03	0,03	>0,1	>0,1	>0,1
Th	1,02	0,84	0,62	0,51	0,83	0,28	1,08
Y	10,27	12,65	10,34	11,88	53,18	27,00	42,83
La	4,58	4,74	3,62	4,64	14,26	9,39	13,16
Ce	9,91	10,41	8,27	10,16	33,40	21,04	30,60
Pr	1,40	1,48	1,28	1,56	5,38	3,18	4,70
Nd	6,23	6,81	6,49	7,76	21,80	13,20	18,65
Sm	1,57	1,90	1,91	2,19	6,16	3,66	5,27
Eu	0,56	0,65	0,61	0,61	1,46	1,22	1,58
Gd	1,66	2,04	2,04	2,30	6,71	4,06	5,73
Tb	0,27	0,32	0,32	0,37	1,37	0,78	1,13
Dy	1,64	2,08	1,99	2,22	7,26	4,31	6,06
Ho	0,35	0,42	0,40	0,46	1,91	1,08	1,58
Er	1,15	1,36	1,23	1,38	4,77	2,88	3,98
Tm	0,17	0,19	0,17	0,19	0,82	0,49	0,68
Yb	1,21	1,37	1,11	1,26	5,26	3,21	4,45
Sc	11,44	16,06	19,96	26,01	43,11	32,29	45,17
Ga	25,74	23,34	23,14	22,23	30,07	27,03	28,86
Ni	10,37	13,37	20,87	23,37	188,22	168,82	186,94
Co	10,91	12,90	25,92	12,97	34,01	29,12	30,12
Cr	55,21	44,58	35,64	57,82	30,07	21,94	38,94
V	137,50	161,31	359,79	399,93	307,43	293,94	362,86
Cu	20,42	18,03	116,58	29,54	159,27	259,77	236,01
Zn	91,44	114,58	181,73	155,01	85,29	80,68	90,14
Pb	2,91	1,78	1,62	1,19	6,70	5,41	7,58
TR	29,49	32,40	28,33	33,84	105,30	65,29	93,12

Примечание. Ту-1 и Ту-4 – кварцевые диориты Фроловского массива; 00-4-285 и 286 – соответственно жильный диабазовый порфирит и продукт его осветления; Ту-9, Ту-11 и Ту-12 – кварцевые диориты Ауэрбаховского массива. Анализы выполнены методом ICP-MS.

рководужных гранитоидах анортозитового Черноисточинского и ряда других массивов [Ферштатер, 2001], а также в плагиогранитоидах Рефтинского массива (рис. 2В). В плагиогранитоидах Петрокаменского, Чусовского и других массивов окраинно-континентального типа уровень содержания РЗЭ в 3-9 раз выше [Ферштатер, 2001, и др.], чем в гранитоидах Гумешевского и Турьинского рудных полей. Для гранитоидов характерны низкие содержания –

Rb (3-14 г/т), Zr (28-52 г/т), Hf (0,5-0,9 г/т), Nb (0,9-1,7 г/т), Ta (0,08-0,12 г/т), Y (5-13 г/т) и других литофильных элементов (табл. 2, 3). Отрицательные аномалии Nb и Ti, отсутствие аномалии Eu в неизмененных гранитоидах на спайдер-диаграммах подтверждает сходство гранитоидов с надсубдукционными образованиями [Ферштатер, 2001, и др.]. Умеренная пропильтизация и слабая-умеренная серицитизация не приводят к существенной миграции редких зе-

мель, но при сильном кислотном выщелачивании редкие земли интенсивно выносятся, особенно европий (Гумешевское месторождение, рис. 2А). Селективный вынос европия, по сравнению с другими редкими землями, при воздействии на породы кислотного флюида отмечается и другими исследователями и хорошо иллюстрируется экспериментами [Жариков, 1996, и др.].

Обсуждение результатов

В целом, в ряде Турьинские рудники–Гумешевское месторождение–Тарутинское месторождение наблюдается увеличение кремнекислотности магматитов малых интрузий и жильных пород. На Турьинских рудниках ранняя и поздняя фазы имеют габброидный и габбро-диоритовый состав, а промежуточная фаза – диоритовый и кварцдиоритовый состав. На Гумешевском же месторождении диориты (редко габбро-диориты) сменяются абсолютно преобладающими кварцевыми диоритами и далее кварцдиоритовыми и, реже, диоритовыми (габбро-диоритовыми) порфиритами. На Тарутинском месторождении состав гранитоидов варьирует от кварцевых диоритов до плагิโอгранодиоритов при полном отсутствии антидромности магматизма.

Данной последовательности месторождений соответствует и изменение состава скарнов, характера и степени развития послескарновых (ретроградных) процессов. В Турьинских рудниках внутренняя зона эндоскарновых колонок обязательно слагается пироксен-гранатовыми скарнами. На их контакте с гранитоидами часто наблюдаются пироксеновые эпидозиты, однако они не являются обязательным компонентом эндоскарновых колонок [Коржинский, 1948; Баклаев, 1959; Кантор, 1965, и др.]. Для Гумешевского и Тарутинского месторождений, наоборот, характерно широкое распространение первичных амфиболовых эпидозитов и амфиболовых эпидот-гранатовых эндоскарнов при ограниченном развитии в них пироксена [Грабежев и др., 2002; Грабежев, 2004]. Смена в скарнах безводных минералов гидроксилсодержащими (пироксена – амфиболом, гроссуляра – эпидотом) свидетельствует о понижении температуры процесса скарнообразования и о возрастании степени окисленности скарнообразующего флюида в рассматриваемом ряде месторождений. Это согласуется и с вышеуказанной возрастающей окисленностью материнских гранитоидов и понижением

температуры их кристаллизации или перекристаллизации. Еще раз подчеркнем, что эпидот-гранатовые скарны рассматриваются как наиболее низкотемпературная фацция скарнов [Жариков, 1968; Зарайский и др., 1986]. В рассматриваемом ряде (Турьинские рудники–Гумешевское месторождение–Тарутинское месторождение) наблюдается также уменьшение роли магнетитовых руд по отношению к сульфидному оруденению.

Для Турьинских рудников ретроградные процессы наименее характерны. На изученном нами Промежуточном месторождении (находится между Богословским и Башмаковским отработанными месторождениями) ретроградный процесс включает в себя почти повсеместную, но слабую карбонатизацию скарнов, развитие гранатовых и кальцит-гранатовых прожилков. В отдельных участках, особенно вблизи рудных тел, наблюдаются актинолит, пренит и хлорит. Средне- и низкотемпературные изменения пород в пределах рудного поля Д.С. Коржинский [1948] склонен ассоциировать с региональным метаморфизмом. На Гумешевском месторождении метасоматиты ретроградного этапа имеют исключительно разнообразный состав и очень широкое распространение [Грабежев и др., 2001; Грабежев, 2004, и др.]. Полосчатые магнетит-сульфидно-кварц-кальцит-анкеритовые метасоматиты (с небольшим количеством талька, хлорита, тремолита, стильпно-мелана), образовавшиеся в тектонических зонах по мраморам, являются одним из основных типов руд. Распространены и многие другие типы метасоматитов, в том числе рудоносные, по скарнам, серпентинитам и сланцам. В пределах Гумешевской дайки наблюдаются многочисленные зоны кислотного выщелачивания, представленные аподиоритовыми парагонит-серицит-кварцевыми и серицит-кварцевыми метасоматитами. Вне стрессовой структуры Гумешевской дайки имеет место объемная серицитизация и сульфидизация куполов кварцевых диоритов (Восточный массив). На Тарутинском месторождении также сильно выражена карбонатизация скарнов, но мрамора только в редких случаях замещаются кварц-карбонатными метасоматитами. Зато в гранитоидах очень широко распространены зоны слабой и умеренной (до сильной) серицитизации.

Из сказанного следует, что с увеличением кремнекислотности и уменьшением степени антидромности рудоносного магматизма уве-

личивается роль метасоматоза стадии кислотного выщелачивания в послескарновый этап минералообразования. Указанными особенностями магматизма и, соответственно, последующего метасоматизма в значительной мере и определяется тип рудных систем – собственно медно-скарновый (Турьинские рудники) или скарново-медно-порфировый (Гумешевское и Тарутинское месторождения). Связь медно-скарнового оруденения, по сравнению со скарново-медно-порфировым, с более основным магматизмом подчеркивается для многих регионов [Эйнауди и др., 1984, и др.]. В теоретическом плане увеличение кремнекислотности гранитоидов (и магматических пород в целом) отвечает возрастанию кислотности расплава. Об этом свидетельствуют хорошо известные термодинамические расчеты А.А. Маракушева, В.А. Жарикова и других исследователей. Сравнительная оценка кислотности пород и рассмотрение этой проблемы наиболее детально приведены в монографии Л.С. Бородина [1987]. В соответствии с принципом кислотно-основной дифференциации [Коржинский, 1948], возрастание кислотности кристаллизующегося расплава должно сопровождаться (в результате флюидно-магматического взаимодействия) увеличением кислотности отделяющегося флюида. Влиянию состава расплавов на состав и свойства отделяющегося флюида посвящено много экспериментальных исследований, однако сохраняется и много нерешенных вопросов [Чевычелов, 1998, и др.].

Не останавливаясь на проблеме источника железа, огромные количества которого приносятся при скарнообразовании и частично при формировании последующих магнетитовых и сульфидных руд, отметим только, что содержание железа в рудоносных медно-порфировых гранитоидах Урала обычно несколько ниже, чем в безрудных гранитоидных комплексах аналогичной кремнекислотности [Грабежев, Белгородский, 1992]. При этом для рудоносных массивов нередко наблюдается обратная зависимость между содержаниями суммарного железа и SiO_2 , свойственная, как известно, магматическим трендам дифференциации. Возможно, это свидетельствует о значительной концентрации железа во флюиде кристаллизующегося расплава рудоносных массивов. Теоретическая интерпретация возможной концентрации железа во флюидной фазе ранее была дана Ю.А. Полтавцом [Полтавец, 1980; Дымкин и др., 1990]. Наряду с этим механизмом

привноса железа, имеет место заметное перераспределение и мобилизация этого элемента в связи с объемной пропицитизацией и серицитизацией гранитоидов. Проблема источника железа требует специального рассмотрения.

Предшествующими исследователями медно-скарновые месторождения включались в единую медно-магнетит-скарновую формацию Урала. Наличие локальных сульфидных концентраций в пределах крупных магнетит-скарновых рудных полей, особенно в их периферической части, общеизвестно. Типовым представителем, возможно, является Меднорудянокское месторождение в Высокогорском рудном поле. Однако не все медно-скарновые месторождения имеют такую позицию. Так считается, что сульфидсодержащие скарново-магнетитовые месторождения, окружающие Ауэрбаховский массив, и субмеридиональная полоса Турьинских рудников, упирающаяся южным окончанием в Ауэрбаховский массив, относятся к единой ауэрбаховской рудно-магматической системе. При этом предполагается, что малые габбро-диоритовые интрузии Турьинских рудников являются продуктами дифференциации ауэрбаховской магматической системы и их высокая основность связана с удалением от магматического очага и малыми размерами габбро-диоритовых массивов. Имеется в виду также, что для скарново-магнетитовых месторождений характерно увеличение содержания сульфидов по мере удаления от материнских гранитоидных интрузий. Однако Ауэрбаховский массив отвечает монцитонитовому типу магматизма, а Турьинские малые интрузии представлены малокалиевыми андезитоидами. На рис. 1, 2 хорошо видно резкое различие кварцевых диоритов Ауэрбаховского массива и Турьинских малых интрузий по содержанию калия и уровню (а также распределению) редких земель и других малых элементов. По геологическим данным краснотурьинский осадочно-вулканогенно-интрузивный комплекс имеет эмс-эйфельский возраст, а Ауэрбаховский массив – эйфельский. Гранитоиды Ауэрбаховского массива прорывают осадочно-вулканогенные породы краснотурьинского вулканоплутонического комплекса. Гораздо более высокое (в 3-5 раз) содержание редких земель в монцитонитах Ауэрбаховского массива по сравнению с ранее внедрившимися диоритами Турьинских рудников (рис. 2Б) не позволяет относить их к ряду дифференциации одного глубинного руд-

но-магматического источника. Как видим, здесь наблюдается последовательная смена рудно-магматического процесса от магнетитсодержащего медно-скарнового в связи с малокалиевым основным магматизмом до сульфидсодержащего скарново-магнетитового в связи с монцитонитидным, хорошо дифференцированным магматизмом при их близком возрастном и пространственном совмещении.

Таким образом, с увеличением кремнекислотности гранитоидов малых кварцдиоритовых интрузий, уменьшением роли ранних габброидных фаз и антидромности магматизма изменяется состав скарнов и возрастает роль ретроградного метасоматизма стадии кислотного выщелачивания.

Это является одним из факторов, определяющих смену медно-скарнового типа оруденения (Турьинские рудники) скарново-медно-порфировым типом (Гумешевское, Тарутинское месторождения).

Авторы признательны Г.Б. Ферштатеру и В.Н. Смирнову за предоставление некоторых анализов.

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

Список литературы

Баклаев Я.П. Геологическое строение и перспективы Турьинских контактово-метасоматических месторождения меди на Северном Урале. Свердловск: УФАН СССР, 1959. 142 с.

Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.

Грабежев А.И. Скарны Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения (Средний Урал) // Петрология. 2004. № 2. С. 176-190.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург, 1992. 199 с.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А., Сотников В.И., Гмыра В.Г. Скарны Тарутинского скарново-медно-порфирового месторождения (Южный Урал) // Петрология. 2002. № 1. С. 46-59.

Грабежев А.И., Сотников В.И., Боровиков А.А., Азовскова О.Б. Генетическая типизация Гумешевского медно-скарнового месторождения (Средний Урал) // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 2. С. 242-244.

Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Холоднов В.В.

и др. Скарново-магнетитовая система // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 119-176.

Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220-302.

Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестник МГУ. 1996. № 4. С. 3-12.

Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М., Балашов В.Н. Экспериментальное исследование биметасоматического скарнообразования. М.: Наука, 1986. 232 с.

Кантор М.З. Типы зональности скарнов Турьинских месторождений меди // Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Свердловск: ИГ УФАН СССР, 1965. С. 129-148.

Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 148 с.

Норштейн Г.Ш. Место «секущих порфиристов» в процессе формирования Турьинских скарновых месторождений меди // Геология рудных месторождений. 1962. № 3. С. 89-105.

Овчинников Л.Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1960. 494 с.

Полтавец Ю.А. К вопросу о режиме становления железоносных вулканоплутонических ассоциаций // Эндогенные рудообразующие процессы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 15-28.

Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972. 204 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62-85.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных тектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 319 с.

Чевычелов В.Ю. Влияние состава гранитоидных расплавов на поведение рудных металлов (Pb, Zn, W, Mo) и петрогенных компонентов в системе расплав-водный флюид // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука, 1998. С. 118-130.

Эйнауди М.Т., Мейнерт Л.Д., Ньюберри Р.Дж. Скарновые месторождения // Генезис рудных месторождений. Т. 1. М.: Мир, 1984. С. 401-515.

Meinert L.D. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits – chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization // Mineral. Assoc. Canada Short Course Series. V. 23. Victoria, British Columbia, 1995. P. 401-418.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.Л. Русинов