

ЭЛЕМЕНТЫ-МИНЕРАЛИЗАТОРЫ (СЕРА И ГАЛОГЕНЫ) В АПАТИТАХ ШАРТАШСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА И БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2013 г. Е. В. Коновалова, В. В. Холоднов, С. В. Прибавкин, Д. А. Замятин

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

Поступила в редакцию 13.03.2013 г.

В статье рассмотрена роль флюидного фактора при формировании поздних интрузивных фаз в составе окраинно-континентальных массивов габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного типа, сопровождаемых золото-сульфидно-кварцевым оруденением. Влияние флюида на металлогеническую специализацию анализируется на примере Шарташской интрузии и ассоциированного с ней дайкового комплекса пород Березовского месторождения, а также других массивов Среднего и Южного Урала (Ахунский и Карагайский). Для изучения флюидного режима на магматическом и постмагматическом рудообразующем этапе выбран информативный гидроксилсодержащий минерал – апатит. Подробно рассмотрен характер распределения серы и галогенов в минерале в процессе становления описанного выше комплекса пород. Впервые в составе апатитов Шарташского массива и золоторудного Березовского месторождения установлены высокие содержания серы (до 1 мас. % SO_3). Интерпретация полученных данных свидетельствует о важной роли этого элемента в составе как магматического, так и постмагматического рудообразующего флюида.

Ключевые слова: *apatит, галогены, флюид, рудообразование, магматизм.*

ВВЕДЕНИЕ

В конце позднего девона, после магматизма и рудогенеза в условиях островодужной субдукции, на восточном склоне Среднего и Южного Урала начал формироваться крупный позднедевонско-каменноугольный (365–300 млн. лет) окраинно-континентальный пояс. Ширина ареала этого пояса в современной структуре Урала превышает 250 км: от меридиана Сыростанского и Тургорякского гранитоидных массивов на западе, пересекающих здесь зону ГУРа и краевую часть Восточно-Европейской платформы, до Милютинско-Михайловских плутонов на востоке, в Зауралье [13].

В последние годы получены новые данные о длительности и условиях формирования, составе и природе субстрата плутонов габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) типа, характеризующих интрузивный магматизм этого окраинно-континентального пояса. Вертикально направленные потоки существенно водного высокотемпературного флюида с определенным содержанием элементов-минерализаторов (галогенов и серы), неоднократный характер их проявления в течение длительного периода времени (до 60–80 и более млн. лет) являются определяющими факторами многоступенчатого корового анатексиса, завершившегося формированием крупных полихрон-

ных плутонов ГТГГ типа. Главный источник таких флюидов – это процессы дегидратации в зоне субдукции. В металлогеническом плане важны поздние серии и отдельные интрузии окраинно-континентального пояса, специализированные на крупное золото-сульфидно-кварцевое оруденение [10].

На завершающем этапе формирования одного из таких позднедевонско-раннекаменноугольных плутонов, каким является Верхисетский плутон на Среднем Урале, в диапазоне 305–290 млн. лет [9], произошло образование крупного золоторудного Березовского месторождения, расположенного в надикипальной зоне Шарташского гранитного массива и генетически связанного с ним [1].

По ранее полученным данным изучения монофракций апатитов Шарташского и Верхисетского массивов методом ICP-MS, было установлено, что одновременно с ростом содержаний F и снижением Cl, нарастают содержания некоторых литофильных и халькофильных элементов: Bi, Pb, W, Mo, U, Zr, Hf. Отмечено высокое U/Th отношение (0.8–1.3), при минимальных содержаниях сидерофильных и других элементов [7, 13]. Для апатитов Верхисетского массива характерен специфический спектр РЗЭ с пониженной долей легких РЗЭ и высокой долей иттриевых РЗЭ; La/Yb отношение имеет здесь сравнительно низкую величину – 3.8–6.0.

Таблица 1. Химический состав отдельных зерен апатита из пород Шарташского массива, Березовского золоторудного поля и Карагайского массива (мас. %).

№ п/п	Номер пробы	F	P ₂ O ₅	CaO	SiO ₂	SO ₃	MnO	Na ₂ O	SrO	Сумма O = F ₂
1	PS-403_1-2	3.64	42.41	55.28	0.15	0.15	н.о.	0.09	н.о.	100.20
2	PS-403_1-3	3.76	41.62	54.64	0.31	0.26	н.о.	н.о.	н.о.	98.99
3	PS-403_3-1	3.80	42.64	55.63	0.09	0.14	0.08	0.07	0.08	100.93
4	PS-403_4-1	3.74	42.10	55.78	0.10	0.15	0.08	н.о.	0.10	100.48
5	PS-403_4-2	3.68	42.26	56.05	0.16	0.10	0.09	0.08	н.о.	100.86
6	PS-403_4-3	3.90	41.95	55.05	0.25	0.20	0.08	0.03	н.о.	99.83
7	PS-404_1-2	3.41	42.03	55.60	0.19	0.39	0.14	0.18	н.о.	100.17
8	PS-405_1-1	3.69	41.78	55.00	0.15	0.35	0.05	0.15	н.о.	99.62
9	PS-406_1-1c	3.36	41.40	54.84	0.28	0.74	0.06	0.23	н.о.	99.47
10	PS-406_1-1k	2.89	42.27	55.16	0.11	0.10	н.о.	н.о.	0.19	99.51
11	PS-406_1-2	2.98	41.53	54.78	0.28	0.70	н.о.	0.18	0.14	99.34
12	PS-406_1-2+	3.20	41.82	54.42	0.24	0.31	н.о.	0.07	0.16	98.89
13	PS-406_1-2k	3.63	42.20	54.47	0.16	0.19	н.о.	0.03	0.21	99.37
14	PS-406_1-3	4.09	42.48	55.44	0.18	0.19	0.09	0.08	0.12	100.95
15	PS-406_1-4	3.14	41.49	54.90	0.23	0.43	н.о.	0.13	0.14	99.14
16	PS-56_1-2	3.56	41.94	54.58	0.21	0.56	н.о.	0.14	н.о.	99.49
17	PS-56_1-2c	3.58	40.97	54.89	0.25	0.76	н.о.	0.27	0.07	98.94
18	PS-56_1-2k	3.39	41.60	55.38	0.07	0.09	н.о.	н.о.	н.о.	99.12
19	PS-56_1-2c+	3.15	41.56	55.27	0.22	0.61	н.о.	0.25	н.о.	99.73
20	PS-56_1-2k+	3.51	42.31	55.30	0.10	0.11	н.о.	н.о.	0.10	99.96
21	PS-56v_1-3	3.60	42.14	55.35	0.12	0.45	н.о.	0.22	0.07	100.44
22	PS-56_1-4	3.22	42.32	54.63	0.10	0.26	0.09	0.06	0.10	99.43
23	PS-56_1-5	3.51	42.18	55.04	0.17	0.29	н.о.	0.06	н.о.	99.77
24	PS-56_1-6	3.81	42.25	55.10	0.06	0.16	н.о.	н.о.	0.08	99.86
25	PS-56_1-7	4.07	42.60	55.03	0.16	0.13	н.о.	0.06	н.о.	100.34
26	PS-56_2-1	3.79	41.35	54.78	0.12	0.65	н.о.	0.24	0.08	99.42
27	PS-56_2-1c	3.73	41.42	55.38	0.18	0.61	н.о.	0.26	0.09	100.09
28	PS-56_2-2k	3.73	41.98	55.64	0.18	0.16	н.о.	н.о.	0.07	100.18
29	PS-392_1-4	3.15	41.62	54.62	0.22	0.74	0.05	0.24	0.08	99.40
30	PS-392_1-4c	3.24	41.59	55.62	0.24	0.53	0.06	0.18	0.06	100.16
31	PS-392_1-4k	3.55	42.44	55.55	0.22	0.14	0.14	0.06	0.12	100.59
32	PS-393_1-2c	3.69	41.44	54.44	0.12	0.26	0.15	0.13	0.10	98.92
33	PS-393_1-2k	3.85	41.45	54.90	0.03	0.16	0.11	0.19	0.37	99.43
34	PS-393_1-2+	3.77	41.02	54.76	0.20	1.08	0.15	0.38	0.13	99.91
35	PS-393_1-4	3.72	42.24	55.13	0.10	0.20	0.11	0.06	н.о.	99.99
36	PS-396_1-1	3.91	42.58	56.86	0.09	0.13	н.о.	0.06	н.о.	101.99
37	PS-396_1-2	4.08	41.61	55.59	0.14	0.44	0.08	0.16	н.о.	100.40
38	PS-396_1-3	4.52	40.93	55.08	0.41	0.17	н.о.	0.08	0.08	99.30
39	PS-396_1-4	4.13	42.28	55.93	0.11	0.15	н.о.	н.о.	0.10	100.98
40	PS-396_1-2-1	3.28	42.38	55.15	0.25	0.15	0.11	0.09	0.10	100.13
41	PS-396_1-2-2	3.68	41.31	54.47	0.20	0.79	0.08	0.33	0.23	99.54
42	PS-396_3-4	2.37	42.22	56.36	0.13	0.18	0.06	0.12	0.09	100.52
43	PS-396_3-5	3.31	40.63	55.19	0.23	1.00	0.12	0.37	0.33	100.28
44	PS-396_3-6c	3.25	41.58	55.32	0.14	0.47	0.12	0.15	0.16	100.20
45	PS-396_3-6k	3.23	41.91	55.98	0.20	0.15	0.12	0.03	0.08	100.42
46	PS-396_3-8	3.51	41.65	56.01	0.17	0.18	0.05	0.02	0.12	100.28
47	PS-396_3-9	3.58	41.68	55.54	0.09	0.33	0.12	0.16	0.22	100.22
48	08-57-2-2c	3.12	40.79	55.32	0.45	0.67	0.09	0.22	0.56	99.91
49	08-57-2-3k	2.99	42.37	55.45	0.06	0.15	0.10	0.07	0.21	100.14

Примечание. № п/п: 1–7 – гранит; 8 – дайка м/з гранодиорита; 9–15 – м/з гнейсоватый тоналит; 16–28 – с/з гранит, Шарташский массив; 32–35 – дайка гранит-порфира; 29–31, 36–47 – березит, рудный склад, шахта “Центральная”, Березовское рудное поле; 48–49 – дайка гранит-порфира, Карагайский массив. Индексами -с, -к обозначены центр и край зерна, соответственно. Значения ниже предела обнаружения в таблице обозначены как “н.о.”.

Генетическая природа связи рудных месторождений с магматическими комплексами пород – очень сложная, и, во многом, до конца не выяснен-

ная проблема. Основой для понимания геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов является анализ флюидного ре-

жима, сопровождающего магматизм. В настоящей работе авторами рассмотрена специфика эволюции рудообразующих флюидов на примере вышеописанного известного золоторудного месторождения и Шарташского гранитного массива. Изучение флюидного режима на магматическом и постмагматическом этапах проводилось через исследование состава акцессорного апатита из пород анализируемых комплексов. При этом авторы акцентировали внимание на летучих компонентах в составе апатитов, так как летучие элементы-минерализаторы обуславливают концентрацию, перенос и отложение тех или иных рудных компонентов при формировании эндогенных месторождений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение апатитов проводилось в полированных шлифах из гранитов главных интрузивных фаз и гранит-порфиров жильного комплекса Шарташского массива, а также из даек гранит-порфиров Березовского золоторудного месторождения и аподайки березитов. С помощью электронно-зондового микроанализатора CAMECA SX100 (аналитик Д.А. Замятин) определялся элементный состав, получены изображения BSE и карты распределения интенсивности линии $S\ K\alpha$ в зернах апатита. В качестве стандартных образцов использовались апатит (F, Ca, P), галит (Cl), жадеит (Na), диопсид (Si), родонит (Mn), пирит (S) и синтетическое алюмосиликатное стекло REE1 (Y). Ускоряющее напряжение – 15 кВ, ток пучка – 30 нА; X-РНИ метод коррекции состава. Содержание кислорода определялось из предположения о стехиометричности состава матрицы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение химического состава апатита в гранитоидах Шарташского массива и Березовского золоторудного поля показало, что, в соответствии с классификацией по [23], состав отвечает фторапатиту. Химический состав апатита представлен в табл. 1. Важной особенностью апатита является присутствие в нем повышенных концентраций сульфатной серы, достигающей 1 мас. % SO_3 .

В апатитах из среднезернистых гранитов Шарташского щебеночного карьера содержание SO_3 составляет 0.15 – 0.26 мас. %, а из даек гранодиорита и мелкозернистого лейкократового гранита примерно одинаково – 0.35 и 0.39 мас. %. Немного выше содержания SO_3 в апатитах среднезернистых гранитов щебеночного карьера вблизи пос. Изоплит, здесь же наблюдаются и максимальные его вариации (от 0.11 до 0.76 мас. %). Аналогичный разброс в содержаниях SO_3 обнаруживают апатиты в дайке мелкозернистого гнейсовидного тоналита. Близки по содержанию сульфатной серы апатиты из

даек гранит-порфиров 0.16–1.08 мас. % и пирит-карбонат-серицит-кварцевых метасоматитов (березитов) 0.15–1.00 мас. %, отобранных на рудном складе шахты “Центральная” Березовского рудника.

Полученные данные свидетельствуют о том, что повышенные концентрации SO_3 в апатите отмечаются как в гранитах Шарташского массива, так и в дайковом гранит-порфировом комплексе и метасоматических образованиях Березовского месторождения. При этом содержания SO_3 в апатитах остаются приблизительно одинаковыми как в течение процесса становления Шарташского массива, от гранитов главной фазы к жильным сериям, завершающим его формирование, так и в гранит-порфирах Березовского месторождения.

Присутствие серы в составе апатита связано с гетеровалентным изоморфизмом по схеме: $S^{6+} + Si^{4+} = 2P^{5+}$ [26] или $S^{6+} + Na^+ = P^{5+} + Ca^{2+}$ [19]. В нашем случае наблюдается корреляция серы и натрия и отсутствие таковой между серой и кремнием (рис. 1), что позволяет высказать предполо-

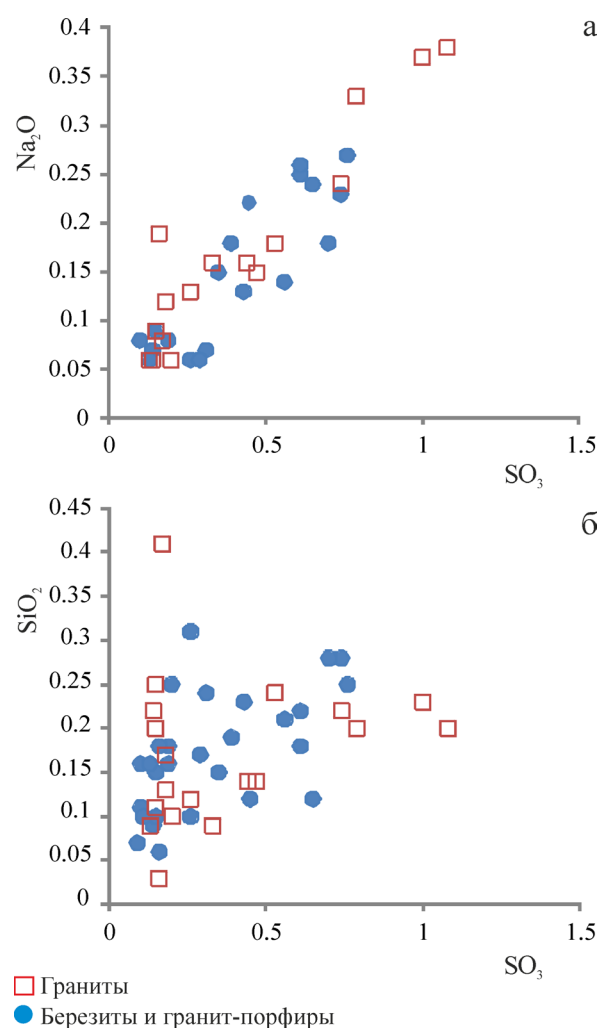


Рис. 1. Зависимость между содержаниями в апатитах: SO_3 и Na_2O (а), SO_3 и SiO_2 (б), мас. %.

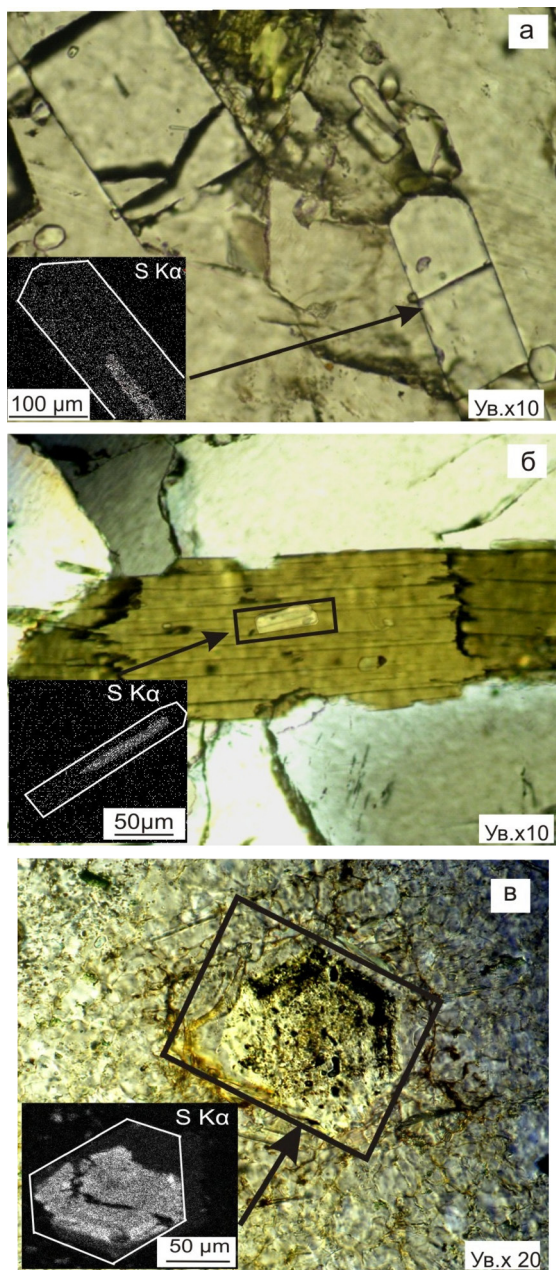


Рис. 2. Оптическое изображение и карта распределения интенсивности характеристического излучения S K α .

а, б – апатит из гранита, Шарташский массив (см. табл. 1, № п/п 17, 18 и 27, 28, соответственно), в – апатит из гранита, Карагайский массив (см. табл. 1, № п/п 48, 49).

жение о том, что изоморфное вхождение этих элементов описывается более сложной схемой, рассмотренной в работе [22].

Площадное картирование интенсивности линии S K α некоторых зерен показывает неравномерное распределение серы. В центральных участках таких зональных сечений, как правило, содержания серы повышены, а на периферии сечений – понижены.

Наиболее контрастные карты распределения линии S K α получены в апатите из среднезернистого гранита, где отчетливо проявляется описанная выше зональность (рис. 2). В стержневидной центральной зоне одного из наиболее крупных по размерам кристаллов апатита содержание SO₃ составляет 0.76 мас. %, а в остальной, более периферийной части кристалла оно падает до 0.10 мас. %, т.е. снижается практически на порядок (рис. 2а). Такая же тенденция наблюдается и для более мелкого кристалла апатита, образующего включение в биотите, содержание SO₃ в центральной части составляет 0.61 мас. %, а в остальной части – только 0.16 мас. % (рис. 2б). В апатите из дайки мелкозернистого гнейсовидного тоналита Шарташского карьера, содержание серы в центральной зоне – 0.74 мас. %, в широкой краевой кайме – 0.10 мас. %.

Подобная зональность в распределении серы наблюдается и в апатитах из даек гранит-порфиров, и в апатите березитов Березовского месторождения. Максимальные содержания серы в центральной части отдельных зерен апатита в таких дайках гранит-порфиров могут достигать 1.08 мас. %. В апатите из березита проявляется аналогичная закономерность. Наиболее высокое содержание SO₃ здесь также наблюдается в центре зерен (в одном образце с содержаниями 0.53–0.74 мас. %, на фоне ее содержания 0.14 мас. % – в краевых частях). В отличие от апатитов гранит-порфиров, здесь обогащенная серой центральная зона в некоторых случаях не имеет четкой стержневидной формы, характеризуясь более широким площадным развитием.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рудогенерирующая способность флюида определяется многими факторами, в том числе содержанием в нем серы и галогенов, и соотношением в составе последних хлора и фтора [10].

Ранее было установлено [3, 10, 11, 14], что низкая хлороносность – одна из наиболее значимых флюидно-геохимических характеристик окраинно-континентальных ГТГГ плутонов и связанных с ними поздних продуктивных золотоносных массивов и золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Об этом свидетельствует, в частности, содержание Cl в апатите, в амфиболе и биотите, где концентрация Cl не превышает 0.1–0.2 мас. % (рис. 3). Такие максимальные для этого генетического типа гранитоидов содержания хлора характерны для наиболее ранних и более основных по составу серий в плутонах ГТГГ типа. В процессе эволюции плутонов от ранних серий к поздним, наиболее золотоносным каликатровым адалеллит-гранитным сериям, содержания хлора во всех гидроксилсодержащих минералах понижаются до минимальных значений (до 0.05% и менее). Содержания же фтора, наоборот, существенно нарастают: в апатитах от 1.5–2.0

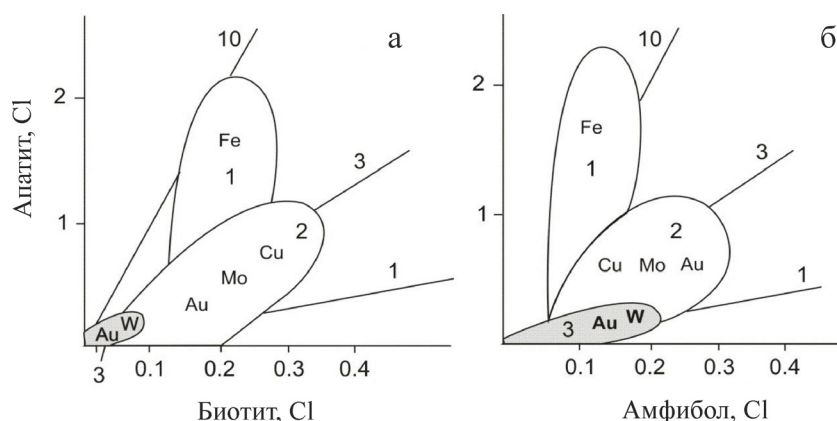


Рис. 3. Соотношение концентраций Cl в сосуществующих апатитах и биотитах (а), апатитах и амфиболах (б) как индикатор специализации надсубдукционных гранитоидов Урала на различное эндогенное оруденение, мас. %.

Выделены поля: 1 – габбро-гранитные комплексы со скарново-магнетитовым оруденением, 2 – диорит-гранодиоритовые (андезитоидные) комплексы с Au-Cu порфировым и Au-Cu-Mo порфировым оруденением, 3 – тоналит-гранодиорит-гранитные комплексы окраинно-континентальных поясов с Au-сульфидно-кварцевым и Au-W оруденением.

до 3.8%, в биотитах от 0.1 до 0.7%, в амфиболе от 0.1 до 0.5%.

Новые данные по содержанию серы в апатитах Шарташского массива и золоторудного Березовского месторождения существенно дополняют вышесказанные выводы об особенностях флюидной специализации золотоносных plutонов. Во-первых, эти данные свидетельствуют о важной роли серы в составе как магматического, так и постмагматического рудообразующего флюида. Сера в золотоносных окраинно-континентальных plutонах становится ведущим элементом-минерализатором, и именно она определяет, в соответствии с экспериментальными данными [4], интенсивную экстракцию и перенос золота магматогенным, а затем и постмагматическим рудообразующим флюидом, при подчиненной роли здесь хлоридной формы его переноса. Во-вторых, – это выявленный зональный характер распределения серы в кристаллах апатита. Он свидетельствует о том, что в магматических породах в режиме сульфатной серы можно выделить два разных этапа. На раннем относительно кратковременном и более высокотемпературном этапе активность серы была максимальной с содержаниями SO_3 в составе апатита до 0.80 мас. % и более, а затем, в процессе дальнейшей кристаллизации расплава она резко понизилась (до 0.10 мас. %). Возможно, это было связано с понижением температуры и изменением окислительно-восстановительного режима, что вызвало рост активности сероводорода и массовую кристаллизацию на постмагматическом этапе золотоносных сульфидных минералов. Известно, что коэффициенты распределения S между апатитом и расплавом определяются фугитивностью кислорода, температурой и другими факторами [24].

Полученные данные являются прямым свидетельством участия магматического источника серы при формировании золотого оруденения Березовского месторождения. Работы по изучению изотопно-геохимической составляющей рудообразующей системы Березовского месторождения [2, 8] с этим выводом хорошо согласуются. Они подтверждают, что значительная, возможно и основная часть серы в рудообразующую систему поступала из магматического очага. В меньшей степени она была заимствована из вмещающих толщ. Изотопные составы S, C, H, O флюида и гидротермальных минералов свидетельствуют об участии в минералообразовании преимущественно магматогенного флюида, изотопный состав которого эволюционировал в результате отделения летучих компонентов от расплава и взаимодействия их с вмещающими породами [2].

Важная роль серы в петрогенезисе и минерации окраинно-континентальных plutонов ГТГГ типа подтверждается данными по ее распределению в апатитах Ахуновского и Карагайского массивов [6, 13], образующих крупный ареал гранитоидного магматизма в северной части Магнитогорской мегазоны. В составах апатитов этих массивов, также крайне бедных хлором (около 0.01 мас. %), отчетливо фиксируются изменения в режиме серы во флюиде (табл. 1). Наиболее высокие концентрации серы характерны для апатитов, образующих включения в породообразующих амфиболе и биотите. В зональных сечениях кристаллов апатита максимумы содержаний серы (в виде SO_3) до 0.67 мас. % приходится на центральную часть, минимумы в краях – 0.15 мас. % (рис. 2в). Таким образом, здесь повторяется ситуация в распределении сульфатной серы в апатитах, характерная для гранитов высокопродуктивного Шарташского массива и Березовского месторождения.

Другим объектом, в котором апатиты характеризуются не только высоким содержанием сульфатной серы в своем составе (0.10–1.5 мас. %), но также и ее неравномерным распределением в масштабе кристалла (с минимумом в бесцветных каймах и максимумом в буроватых ядрах), при отсутствии в апатитах хлора, являются субвулканические трахиандезиты и трахидациты Среднего Урала [25]. Эти породы образуют дайковые тела, которые прорывают вулканогенно-осадочную толщу раннего девона и породы Уктусского клинопироксенит-габбрового массива. Они датированы возрастом 390 млн. лет, что позволяет на современном этапе исследований отнести эти породы к наиболее ранним, не содержащим хлор “сульфатноносным” магматическим образованиям Урала. Важной особенностью этих среднедевонских субвулканических пород является наличие в апатитах мелких включений ангидрита. Как свидетельствуют литературные данные, парагенезис богатого серой апатита и ангидрита широко распространен в богатых водой магмах среднего и кислого состава, особенно в расплавах повышенной щелочности [16, 17, 20, 21]. Такие образования часто продуктивны на Cu-Mo и Cu-Au оруденение порфирового типа. Присутствие ангидрита отражает здесь высокие концентрации серы в расплаве и равновесие фаз сульфат–сульфид, зависящее от фугитивности кислорода [18]. Присутствие магматического ангидрита в апатите среднедевонских субвулканических пород Среднего Урала определяет величину летучести кислорода как $\log fO_2 \geq NNO + 1$ [25].

Изучение распределения галогенов и S в апатитах Ахунковского и Карагайского массивов показало, что апатиты окраинно-континентальных анатектических plutонов Магнитогорской мегазоны отличаются по соотношению Cl и S от апатитов предшествующих им во времени позднеостроводужных массивов (Верхнеуральский массив и др.), специализированных на медно-порфировом с молибденом оруденение. Апатиты таких позднеостроводужных пород, как было показано ранее [14, 15], одновременно содержат не только повышенные концентрации серы (до 0.25 мас. % и более), но и хлора (до 0.80 мас. %), при максимуме этих содержаний в апатитах диоритов и спаде содержаний Cl и S в апатитах более поздних гранодиоритов и других более кислых пород.

Последние данные [5], свидетельствуют, что в повышенных концентрациях сера всегда присутствует в апатите гранитоидов с медно-порфировой минерализацией, увеличиваясь с возрастанием их щелочности. Максимальные концентрации S (0.10–0.20 мас. %), аналогичные Верхнеуральскому месторождению, установлены А.И. Грабежевым в апатитах Cu-Mo-порфировых монзонитоидов Талицкого месторождения. Апатиты в интрузивных

породах всех других исследованных им массивов с медно-порфировой минерализацией имеют существенно более низкие средние содержания S – 0.01–0.04 мас. %, достигая лишь в единичных кристаллах значений до 0.05–0.08 мас. %.

Аналогичное сочетание повышенных содержаний серы с высоким содержанием хлора характерно и для апатитов в раннеостроводужных вулканах колчеданоносных комплексов Урала [14]. Это указывает на сложный хлоридно-гидросульфидный состав магматогенных рудообразующих флюидов для таких рудно-магматических систем и позволяет более глубоко понять причины не только рудоотложения, но и массовой миграции в рудообразующих растворах многих рудных и петрогенных элементов, имеющих различное химическое сродство как к хлору, так и сульфатной и сульфидной сере.

ВЫВОДЫ

Массивы ГТГГ типа, продуктивные на золотое кварцево-жильное оруденение, обладают выраженной флюидной характеристикой. Они минимально хлороносны и обогащены серой. Сера здесь – основной элемент-минерализатор рудообразующих золотоносных флюидов, генетически связанных с остаточными расплавами, образующими дайковые серии в связи с плутонами и продуктивными массивами ГТГГ типа, с последующим отложением золота в сульфидоносных кварцевых жилах и окружающих их метасоматитах березит-лиственитовой рудной формации. Благодаря низким содержаниям хлора, во флюиде понижены концентрации таких более широко распространенных хлорофильных рудных элементов, как железо и халькофилы – медь и др. Это и определяет формирование собственно золотого оруденения кварц-жильного типа, связанного с плутонами тоналит-гранодиоритового состава. Накопление фтора в составе рудообразующего флюида дополнительно обогащает рудный процесс такими фторофильными рудными элементами как W и Mo. Это характерно для некоторых наиболее поздних и обогащенных фтором и калием гранодиорит-гранитных массивов, например, таких как Шарташский массив, с формированием сопутствующей золоту более ранней шеелитовой минерализации (Шарташское рудопроявление).

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ 12-05-00132-а и программ Президиума РАН (проекты 12-П-5-1024 и 12-П-5-2015) и совместной программы УрО, СО и ДВО РАН (проект 12-С-5-1022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.

2. Бортников Н.С., Сазонов В.Н., Викентьева О.В. и др. Роль магматогенного флюида в формировании Березовского мезотермального золото-кварцевого месторождения, Урал // Докл. АН. 1998. Т. 363, № 1. С. 82–85.
3. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 191 с.
4. Горбачев Н.С., Бругманн Г.Е., Налдретт и др. Распределение Au между флюидом, базальтом и сульфидом в магматических и постмагматических условиях (по экспериментальным данным) // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 3. С. 356–359.
5. Грабежов А.И., Воронина Л.К. Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала. // Ежегодник-2011. Тр. Ин-та геол. им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 159. 2012. С. 68–70.
6. Коновалова Е.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А., Холоднов В.В. Сера в апатитах гранитов Шарташского массива и Березовского золоторудного месторождения // Ежегодник-2011. Тр. Ин-та геол. им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 159. 2012. С. 134–139.
7. Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Апатит как индикатор специализации массивов тоналит-гранодиорит гранитного состава на золотое оруденение кварц-жильного типа: мат-лы II Междунар. научно-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. Ч. 3. С-Пб.: ВСЕГЕИ. С. 71–75.
8. Кряжев С.Г., Гриненко В.А., Устинов В.И. Вероятные причины эволюции состава рудообразующих флюидов на Березовском золоторудном месторождении (Средний Урал) // Геохимия. 2011. № 1 С. 101–107.
9. Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштаттер Г.Б. U-Pb возраст пород и оруденения Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Ежегодник-2011. Тр. Ин-та геол. им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 159. 2012. С. 211–217.
10. Ферштаттер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 1. С. 65–84.
11. Холоднов В.В. Галогены (фтор и хлор) – индикаторы специализации надсубдукционных гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации на золото-сульфидно-кварцевое оруденение // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. Редакторы: Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 856–885.
12. Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. Элементы- минерализаторы (галогены и сера) в гранитоидном магматизме и рудогенезе, их эволюция на этапах смены геодинамических режимов: Магнитогорская мегазона в позднем девоне и карбоне // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы: мат-лы Всерос. науч. конф. с междунар. участием. XV Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 269–271.
13. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 391 с.
14. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены – критерии рудоносности гранитоидов на медно-порфировое оруденение: Новониколаевско-Тарутинская рудоносная зона // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 240–245.
15. Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Коновалова Е.В. Геохимия апатита в интрузивных породах Урала, характеризующихся различной рудной специализацией // Ежегодник-2009. Тр. Ин-та геол. им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 157. 2010. С. 190–195.
16. Audetat A., Pettke T., Dolejs D. Magmatic anhydrite and calcite in the ore-forming quartz-monzodiorite magma at Santa Rita, New Mexico (USA): genetic constraints on porphyry-Cu mineralization // Lithos. 2004. V. 72. P. 147–161.
17. Barth A.P., Dorais M.J. Magmatic anhydrite in granitic rocks: First occurrence and potential petrologic consequences // Amer. Miner. 2000. V. 85. P. 430–435.
18. Carroll M.R., Rutherford M.J. The stability of igneous anhydrite: Experimental results and implications for sulfur behavior in the 1982 El Chichon trachyandesite and other evolved magmas // J. Petrol. 28. 1987. P. 781–801.
19. Liu Y., Comodi P. Some aspects of the crystal-chemistry of apatites // Mineral. Magazine. 1993. V. 57. P. 709–719.
20. Luhr J.F. Primary Igneous Anhydrite: Progress since its Recognition in the 1982 El Chichon Trachyandesite // J. Volcanol. Geothermal Res. 2008. V. 175, № 4. P. 394–407.
21. Matthews S.J., Jones A.P., Bristow C.S. A simple magma-mixing model for sulphur behaviour in calc-alkaline volcanic rocks: mineralogical evidence from Mount Pinatubo 1991 eruption // J. Geol. Soc. 1992. V. 149. P. 863–866.
22. Parat F., Dungan M.A., Streck M.J. Anhydrite, pyrrhotite, and sulfur-rich apatite: tracing the sulfur evolution of an Oligocene andesite (Eagle Mountain, CO, USA) // Lithos. 2002. V. 64. P. 63–75.
23. Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C. et al. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // Europ. J. Mineral. 2010. V. 22. P. 163–179.
24. Peng G., Luhr J.F., McGe J.J. Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 1210–1224.
25. Pribavkin S.V., Avdonina I.S., Zamyatin D.A. Mineralogy, conditions of crystallization and melt generation of epidote-bearing porphyries from the Middle Urals, Russian Federation // Mineral. Petrol. 2013. V. 107. P. 125–147.
26. Rouse R.C., Dunn P.J. A contribution to the crystal chemistry of ellestadite and the silicate sulfate apatites // Amer. Mineral. 1982. V. 67. P. 90–96.

Рецензент А.И. Грабежов

Chemical components of mineralization (sulfur and halogens) in apatites of Shartash granite massive and Berezovsk gold deposit

E. V. Konovalova, V. V. Holodnov, S. V. Pribavkin, D. A. Zamyatin

Institute of geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The paper considers the role of the fluid factor in formation of the late intrusive phases within the continental margin massives of gabbro-tonalite-granodiorite-granite type accompanied by gold-sulfide-quartz mineralization. The influence of the fluid on metallogenic specialization is analyzed on the example Shartash intrusion and associated rocks of the dike complex of Berezovsk deposit and other massives of the Middle and South Urals (Ahunovsky and Karagaysky). For studying the fluid regime in the magmatic and post-magmatic ore-forming stage the informative hydroxyl mineral – apatite was selected. The character of distribution of sulfur and halogens in this mineral during the formation of the above complex rocks is considered in detail. For the first time, the high sulfur content (up to 1 mas. % SO_3) in the apatite of Shartash massif and Berezovsk gold deposit is detected. Interpretation of the data suggests an important role of this element in the composition of both magmatic and post-magmatic ore-forming fluid.

Keywords: *apatite, halogens, fluid, ore formation, magmatism.*