Часть 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

В. В. Зайков[1, 2], Е. В. Зайкова[1]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
[2] – Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru

Самородное золото Южного Урала

Геологические структуры Южного Урала вмещают месторождения шести основных золоторудных и золотосодержащих формаций и несколько россыпных зон. Их исследованию посвящено большое количество не только статей, но и монографий. За последние годы получено много данных о распространении и составе золота, обобщению которых и посвящена настоящая статья. Мы располагаем данными о составе золота из 36 коренных и 44 россыпных месторождений из четырех металлогенических зон: Центрально-Уральской, Главного Уральского разлома, Магнитогорской и Восточно-Уральской [Овчинников, 1999]. Типизация золоторудных формаций дана с учетом монографий [Двести…, 1948; Сазонов и др., 2001; Казаков, Салихов, 2006; Методические…, 2005].

Эндогенная группа золоторудных месторождений

1. ***Золото-кварцевые месторождения*** приурочены к зонам разломов, располагаются обычно в удалении от крупных гранитных массивов и часто связаны с дайками и малыми интрузиями различного состава. Рудовмещающими являются осадочные и вулканогенно-осадочные толщи складчатых поясов. Рудные тела представляют собой жилы различной морфологии, прожилково-вкрапленные зоны и минерализованные дайки. Распределение золота крайне неравномерное с образованием обогащенных участков, которые называются «рудными столбами» или «бонанцами». Содержания золота в них достигают сотен и тысяч граммов на тонну руды при средней концентрации в жилах 5–10 г/т. Пробность золота преимущественно средняя и высокая (860–940). К важнейшим месторождениям данного типа относятся Тыелгинское, Наилинское, Кумакское.

2. ***Золото-полисульфидно-кварцевые месторождения*** связаны с гранитоидными и субвулканическими комплексами в различных геологических обстановках. Масштабы месторождений варьируют в широких пределах от мелких до крупных. Рудные тела представлены жилами и прожилково-вкрапленными жильными зонами, минерализованными дайками с сетчатым и лестничным прожилковым окварцеванием. Распределение золота в рудных телах, в целом, более равномерное и устойчивое по сравнению с золото-кварцевым типом. Среднее содержание золота составляет 10–15 г/т. Выделения самородного золота в рудах приурочены к сульфидам – пириту, галениту, халькопириту, блеклой руде, и изменяются по размеру в широких пределах, но обычно не более 2–3 мм. Преобладающая пробность золота в этих месторождениях средняя (800–899) и высокая (900–950), в меньшей степени распространено низкопробное золото (700). Основным месторождением на Южном Урале является Кочкарское, запасы которого составляют порядка 300 т золота.

3. ***Золото-лиственитовые месторождения***. Выделение этой формации обусловлено широким развитием на Урале месторождений, связанных с альпинотипными гипербазитами и метасоматитами березит-лиственитовой формации. Рудные тела сложены пиритсодержащими фуксит-кварц-карбонатными породами и ассоциирующими кварцевыми жилками. В зонах отальковання метасоматиты содержат вкрапленность пирита. Золотоносными являются листвениты, содержащие сеть кварцевых прожилков, и более крупные жилы с вкрапленностью сульфидов и сульфосолей. Пробность золота находится в пределах 780–980. Примерами являются месторождения Мечниковское, Алтын-Ташское, Кировское.

4. ***Золото-сульфидные месторождения*** связаны с вулканогенно-осадочными толщами, испытавшими рассланцевание и сульфидизацию. Руды представлены массивными и прожилково-вкрапленными разностями. Предполагается, что оруденение связано с девонским вулканизмом и впоследствии испытало преобразование в коллизионный этап развития геологической структуры. Пробность золота находится в пределах от 516–767 до 950–990. Наиболее известными месторождениями являются Мелентьевское, Муртыкты, Ик-Давлят, Южный Куросан.

5. ***Золото-порфировые месторождения***. К ним отнесены месторождения Березняковское (Челябинская область) и Юбилейное в Западном Казахстане. Оруденение наложено на порфировые малые интрузии состава: диорит – кварцевый диорит – гранодиорит – плагиогранит. Метасоматиты, сопутствующие золото-порфировому оруденению, представлены пропилитами, аргиллизитами, березитами. Пробность золота составляет 520–984.

6. ***Группа золотоносных колчеданных формаций*** представлена тремя основными типами месторождений: *золото-колчеданно-полиметаллическими, медно-цинково-колчеданными и кобальт-медноколчеданными*. Два первых типа приурочены к риолит-базальтовым и базальт-риолитовым толщам. Золото находится в самородном состоянии и в виде изоморфной (невидимой) примеси в сульфидах. Преобладающая пробность составляет 800–900, размеры выделений иногда достигают 3–4 мм. Содержания золота – порядка 2–5 г/т в золото-колчеданно-полиметаллических залежах и 1 г/т – в медно-цинково-колчеданных. Примерами наиболее богатых золотом являются месторождения Баймакского рудного района: Балта-Тау, Бакр-Тау, Семеновское, Майское, Таш-Тау. Кобальт-медно-колчеданные месторождения связаны с пластинами ультраосновных пород (гипербазитов) и базальтов, подверженных интенсивным деформациям (Ишкининское, Ивановское, Дергамышское, Южно-Юлукское).

Состав самородного золота рудных месторождений

Данные по составу и пробности золота из коренных месторождений Южного Урала приведены в таблице 1. Наиболее значимыми компонентами в выделениях золота является триада Au, Ag, Cu. Медь установлена в 23 объектах из 36 в количестве 0.1–3 %. Из этого можно сделать вывод, что природное золото исследованных коренных месторождений в подавляющем большинстве случаев содержит не более 3 % меди. Исключение составляет золото из родингитовых тел, в которых количество меди может достигать 40–50 % [Мурзин, Малюгин, 1987]. Содержания ртути в некоторых месторождениях колчеданного семейства достигают 10–14 %. Данное обстоятельство объясняется двумя причинами: либо результатом обогащения ртутью сульфидных руд в процессе гипергенеза [Масленников, Зайков, 2006], либо влиянием постколлизионного оруденения, наложенного на первичные руды [Сазонов и др., 2001].

Таблица 1

Химический состав золота из коренных месторождений Южного Урала

№ п/п	Зона	Рудный район, рудное поле	Месторождение, тип, характер руд	Кол-во анали-зов	Au	Ag	Cu	Fe	Hg	Проб-ность
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	ЦУ	Авзянский	Горный прииск, золото-кв.	3	93–98	2–4	–	–	–	928–979
2	ЦУ	Авзянский	Улюк-Бар, золото-кв.	2	90–91	3	–	–	–	908–913
3	ГУР	Карабашский	Золотая Гора, золото-кв.		90–50	10	2–50	–	–	500–900
4	ГУР	Миасский	Наилы, золото-кв		94	5	1	–	–	948–980
5	ГУР	Миасский	Мелентьевское, Au-полимет.	11	51–80	14–40	–	0–4	0–4	516–815
6	ГУР	Миасский	Круглая Гора, Au-магнетит.	24	72–89	8–24	0.07–0.8	–	2.6–5.7	723–891
7	ГУР	Миасский	Мечниковское, Au-листв.	112	90–99	0.5–9	0–0.5	–	0–0.3	902–994
8	ГУР	Миасский	Алтынташское, Au-листв	30	78–88	12–21	0.3–1.6	–	0–0.2	795–880
9	ГУР	Юлукское	Южно-Юлукское	4	55	33	1	–	10	555
10	ГУР	Ивановское	Ивановское, Co-колч.	26	74–90	7–25	0–2	0–2	–	733–904
11	ГУР	Ивановское	Дергамышское, Co-колч.	14	72–88	21–28	0–0.1	-	–	721–785
12	ГУР	Ишкининское	Ишкининское, Co-колч.	6	72–80	17–23	0–0.03	0–1	0–3.2	731–808
13	ГУР	Медногорский	Яман-Касы, колч.	37	75–84	12–18	0.5–2	0.5–4	0–4.3	752–835
14–15	М	Учалинский	Муртыкты, Ик-Давлят, Au-сульф.	38	89–99	0.8–9	0–0.5	0–0.3	–	889–990
16	М	Учалинский	Контрольное, Au-полимет.	5	70	30	–	–	–	702
17–18	М	Учалинский	Ново-Жураковское, Октябрьское, Au-сульф.		83–93	7–17	0–0.2	–	–	830–930
19	М	Верхне-Уральский	Узельгинское, колч.	20	77–87	14–19	–	0.04	–	779–861
20	М	Верхне-Уральский	Талганское, колч.	17	62–75	22–30	0–2	0.04–2.3	0-6	617–756
21	М	Верхне-Уральский	Чебачье, колч.	10	69–77	22–31	0.1–1	0–1	–	689–775
22	М	Верхне-Уральский	Молодежное, колч.	25	76–80	19–20	0.6–2	0.1–0.2	–	767–779
23	М	Верхне-Уральский	Южно-Куросанское, Au-сульф.	5	77	22	0.04	0.04	–	775

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
24	М	Александринский	Бабарыкинское, колч.		71–73	26–29	–	–	–	715–735
25	М	Александринский	Александринское, колч. (гидротерм.)	21	79–86	14–21	0.1–1.1	0.03–0.6	–	776–859
26	М	Александринский	Кировское, Au-лиственитовое	10	90–92	7–8	0.2–0.4	–	–	915–923
27	М	Баймакский	Северный Уваряж, Au-колч. (гидротерм.-метасом)	12	63–78	22–35	0.02–1.2	0.01–0.8	0–0.1	629–780.
28	М	Баймакский	Таш-Тау, колч. (субмар.-гиперген.)	38	79–88	12–21	0.1	–	1.4–1.6	777–869
28а	М	Баймакский	Таш-Тау, Au-колч. (гидротерм.)	4	72	27	–	–	–	726
29	М	Баймакский	Вишневское, Au-колч. (гидротерм.)	22	67–75	25–32	–	0–0.4	–	675–761
29а	М	Баймакский	Вишневское, Au-колч (гидротерм.-метасом)	25	84–90	8–16	–	0–3	–	838–906
30	М	Баймакский	Балта-Тау, Au-колч. (гидротерм.)	3	72	28	–	0.05	–	720
30а	М	Баймакский	Балта-Тау, Au-колч. (субмар. гиперген.)	4	52–76	22–42	–	–	0.6–5.2	524–769
30б	М	Баймакский	Балта-Тау, Au-колч. (континент. гипергенез)	14	66–79	18–31	0.07–0.7	0–0.2	0–2.2	656–795
31	М	Баймакский	Утреннее, Au-колч (субмар.-гипергенные)	6	50	49	0.2	–	–	505
32	М	Гайское	Гайское, колч. (гидротермальные)	21	78–86	13–19	0.3–0.8	–	0.03–0.4	794–858
33	М	Домбаровский	Осеннее, колч.	3	77–79	21–23	0–0.3	0.1	–	769–788
33а	М	Домбаровский	Осеннее, колч.	2	96–98	1–3	0.2	0.5–1.5	–	957–983
34	ВУ	Березняковское	Центрально-Березняковское (золото-полиметал.)	3	97–98	1–3	0.03–0.2	–	0.07–0.1	970–984
34а	ВУ	Березняковское	Центрально-Березняковское (золото-теллуридно-полиметал.)	3	62–85	13–24	0–1.5	–	0–14	520–858
35	ВУ	Кочкарский	Кочкарское	62	87–98	1–13	0–0.1	–		871–985
36	Ву	Кумакский	Васин	11	91–97	2–9	0.1–1	–	–	912–976

Примечание. 1 – металлогенические зоны: Центрально-Уральская (ЦУ), Главного Уральского разлома (ГУР), Магнитогорская (М), Восточно-Уральская (ВУ); 2 – колебания значений даны по средним; 3 – типы месторождений по пробности золота: I (908–990), II (668–903), III (495–875); IV (520–984); 4 – присутствуют минералы ЭПГ 4–5 % с преобладанием Pt.

Основное количество исследованных выделений золота в золото-кварцевой и полисульфидно-кварцевой, золото-лиственитовой формациях близки по составу и находятся в пределах 85–100 мас. % Au. Это может свидетельствовать о сходстве рудообразующих флюидов, формирующих кварцево-жильные системы. Состав золота во всех трех типах колчеданного семейства находится в диапазоне 69–92 %. Наименее четкая картина получена для золото-сульфидной формации, в которой золото охватывает интервал 50–100 %. Однако, количество проб в этой выборке ограничено, и при дополнительных исследованиях ситуация может измениться.

Экзогенная группа месторождений золота

Данная группа включает месторождения зон окисления колчеданных и золото-сульфидных месторождений, россыпей и кор выветривания. Эти объекты являются очень важным источником золота во всех структурах Урала.

Состав золота в россыпях формируется из многих источников различной формационной принадлежности, при этом отражая исходный состав золота и серебра коренных месторождений, но в различной степени перемешанный и преобразованный гипергенными процессами. На итоговый состав влияют как объекты, вскрытые на современном уровне среза, так и уже уничтоженные эрозией. Память об исчезнувших минерализованных зонах запечатлена в россыпях.

В опубликованной литературе имеются сведения о составе золота из 44 россыпей (табл. 2). В соответствии с пробностью они разделены на три типа: 900–980, 800–930, 495–875.

В ***западной части Южного Урала*** выделяются 4 золотоносных района, включающие коренные и россыпные месторождения: Авзянско-Бельский, Миасский, Учалинско-Верхне-Уральский и Баймакско-Ишкининский.

Россыпи Авзянско-Бельского района характеризуются высокой пробностью и сформированы месторождениями золото-кварцевой формации. В Миасском районе развиты различные месторождения (золото-кварцевого, золото-лиственитового, золото-сульфидного типов). Пробность золота в них разнообразна и находится в пределах 516–980. Однако, развитые здесь россыпи имеют несколько более узкий диапазон пробности (800–980), что отражает незначительную роль месторождений золото-сульфидного типа в питании россыпей. В Учалинско-Верхне-Уральском районе преобладают колчеданные и золото-сульфидные залежи с пробностью 600–875. Россыпи за счет многочисленных золото-кварцевых месторождений имеют пробность 800–930 и 900–980. В Баймакско-Ишкининском районе состав золота коренных месторождений разнообразнее, хотя, в целом, преобладает золото средней пробы. Наряду с этим ряд объектов имеет пробность 495–780. Аналогичная картина и в россыпном металле – пробность 495–906.

В Южном Зауралье распространены изолированные рудные поля и россыпные зоны. В Кочкарском рудном поле пробность золота находится в пределах 620–985, а в сопутствующих россыпях – 912–978. На Центрально-Березняковском месторождении также широк разброс пробности (520–984). Золото-кварцевые месторождения Кумакского рудного узла содержат весьма высокопробное золото, а колчеданные Домбаровского района (Осеннее) – средней пробы.

Таблица 2

Состав золота из россыпей Южного Урала

№ п/п	Зона	Россыпная зона	Россыпи	Добыто золота (кг)	Проб-ность
1	ЦУ	Авзянская	Каменный Ключ		926–979
2		Прибельская	Кучанова		950–980
3–5	ГУР	Миасская	Киалимская*, Андреевская дистанция (полигон № 7), Чашковская	8000	919–948
6–8		Миасская	Среднемиасская (полигоны № 4, № 5), Атлянские, Ташкутарган* (полигон № 1)	37400	870–930
9–11		Миасская (Орловская)	Маяк I, Воронцовский лог*, Шарамбайский надув	500	900–907
12–14			Богатый Сарат, Уйская*, Петровская*	12900	850–887
15–18		Миасская (Уйско-Миасская)	Сулейменовская, Журавлевская, Ус-тиновская I*, – II	1200	900–922
19–21			Карасуль*, Джимбет, Рысаевская	3900	802–920
22–26		Миндякская	Террасовая I*, II, Куру-Елга*, Афонинская*, Миндякская	1672	800–892
27			Тарлауская*		934
28–30	М	Восточно-Ирендыкская	Япракты*, Баскунзяк, Султан-Халиловская*		898–926
31			Султановская*	3200	648–909
32			Гадельшинская		886
33		Непряхин-ская	Аргазинская (полигон № 80)		966
34–35			Моховое болото, Фамбуловская		862–870
36–39	ВУ	Кочкарская	Северо-Светлинская, Зоинско-Ильинская, Этовниннская, Сухтелинская		912–978
40–43		Гумбейская	Фершампенуазская, Еленинская, Бурлачка, Чернореченская,		850–900
44	М	Амамбайская	Лисьи Горы		925–978

Примечание. Типы россыпей по пробности золота: А (980–900), В (930–800), С (875–495); * – россыпи, содержащие платиноиды; по данным [Казаков, Салихов, 2006; Петров, 1999ф; Иванищев, 2005ф].

Авторы благодарны И. Ю. Мелекесцевой, В.А. Котлярову, Е.И. Чурину за помощь в подготовке статьи. Авторы признательны специалистам, предоставившим результаты анализов самородного золота: Е. В. Белогуб, Н. Р. Аюповой, К. А. Новоселову, Н. П. Сафиной, И. Г. Михайлову. Финансовая поддержка оказана Президиумом РАН (12-П-5-1003), РФФИ (№ 11-05-00187) и ФЦП Минобрнауки (ГК П 237).

Литература

Двести лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1948. 531 с.

Иванищев А. В. Отчет по теме «Систематизация и разбраковка золоторудных месторождений Свердловской и Челябинской областей, отрабатывавшихся в прошлые годы с целью

оценки их перспектив и выделения объектов для вовлечения в промышленную отработку». Екатеринбург–Челябинск, 2005ф.

Казаков П. В., Салихов Д. Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. 288 с.

Масленников В. В., Зайков В. В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: ЮУрГУ, 2006. 224 с.

Мурзин В. В., Малюгин А. А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.

Петров Ю. М. Отчет по теме «Составление карты россыпной золотоносности республики Башкортостан масштаба 1:500 000». Уфа, 1999ф.

Овчинников Л. Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геинформмарк, 1998. 412 с.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 622 с.

С. Е. Знаменский, С. В. Мичурин
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
Znamensky_Sergey@mail.ru

Структурный и литологический контроль золото-сульфидного оруденения месторождения Миндяк (Магнитогорская мегазона Южного Урала)

Месторождение Миндяк находится в зоне Главного Уральского разлома в Учалинском рудном районе, охватывающем северное замыкание Магнитогорской мегазоны. Его изучением в разные годы занимались М. Б. Бородаевская и А. Г. Беликова [1952], Н. И. Бородаевский [1960], И. Г. Дубенко, Ю. В. Казанцев с соавторами [1990], Ю. И. Новожилов [1964], В. И. Сазонов с соавторами [1999] и многие другие исследователи. Тем не менее, структурный контроль и генезис оруденения месторождения остаются дискуссионными. Группой сотрудников ЦНИГРИ под руководством Н. К. Курбанова месторождение использовано в качестве одного из эталонных объектов для разработки критериев прогноза и поиска в пределах Магнитогорской мегазоны золото-сульфидно-углеродистого оруденения [Золотоносность…, 2005]. По данным указанных исследователей месторождение имеет вулканогенно-метаморфогенный генезис и приурочено к субщелочным базальтоидным отложениям березовской свиты (C_1t-v). Оруденение представлено двумя основными структурно-морфологическими разновидностями: 1) линзовидными и линзовидно-пластовыми стратифицированными телами вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд преимущественно пиритового состава и 2) прожилковой карбонат-кварц-полисульфидной минерализацией, локализованной в секущих тектонических зонах. Предполагается, что основную массу стратифицированных руд составляют продукты поствулканических гидротермальных процессов, по-видимому, сольфатарно-фумарольного этапа формирования раннекаменноугольных базальтоидных вулканитов. Прожилковая минерализация секущих зон относится к регенерированному метаморфогенному оруденению.

Создание геолого-генетических, а на их основе и прогнозно-поисковых моделей золото-сульфидных месторождений, локализованных в углеродсодержащих комплексах, является весьма актуальной задачей в связи с проведением в последнее десятилетие в Учалинском сегменте зоны ГУР прогнозно-поисковых работ на золото. Финансирование последних производится Федеральным агентством по недропользованию. Отметим, что в этой части зоны ГУР в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах известны многочисленные перспективные золото-сульфидные рудопроявления.

Нами на месторождении Миндяк выполнено структурное картирование поверхности, открытых и подземных горных выработок, проведены тектонофизические, петрофизические, литолого-фациальные и петрогеохимические исследования, а также выполнен анализ материалов разведочных и эксплуатационных работ. По данным проведенных исследований получены следующие основные результаты:

1. Изучено строение рудовмещающего разреза месторождения [Знаменский, Мичурин, 2011], который представляет собой пакет надвиговых пластин, сложенных (снизу вверх): 1) ирендыкскими пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами (D_2e_1) мощностью 350–400 м; 2) карбонатным олистостромом (C_1t–v) мощностью 0–90 м с обломками известняков и олистолитами серпентинитов; 3) меланжированными серпентинитами, пироксенитами, габбро и горнблендитами мощностью 0–200 м; 4) полимиктовым олистостромом (C_1) мощностью 0–300 м; 5) терригенно-карбонатными отложениями (C_1v) мощностью 0–300 м; 6) меланжированными ультрабазитами мощностью 0–250 м; 7) карбонатным олистостромом (C_1v) мощностью 50–350 м; 8) вулканогенно-осадочными и кремнистыми отложениями (D_3?); 9) известняками с поздневизейско-серпуховской макрофауной мощностью до 400 м. Судя по возрасту пород, слагающих пластины, образование последних произошло в послесерпуховское время, т.е. в позднем палеозое.

Золото-сульфидное оруденение концентрируется в пластине полимиктового олистострома. Олистостром включает олистолиты и олистоплаки размером до нескольких сотен метров, сложенные породами офиолитовой ассоциации: серпентинитами, пироксенитами, роговообманковыми габбро, эффузивными диабазами с подушечной отдельностью и их брекчиями, а также известняковыми брекчиями с раннекаменноугольными фораминиферами, кремнями и песчаниками неизвестного возраста. Диабазы по химическому составу, в т.ч. и по распределению РЗЭ, существенно отличаются от раннекаменноугольных вулканитов, и по петрографическим и геохимическим особенностям идентичны натриевым океаническим базальтам поляковской свиты (O_2). Связующей массой тектонических обломков и глыб служит дислоцированный углеродсодержащий глинисто-кремнистый матрикс. Геологами ЦНИГРИ полимиктовый олистостром ошибочно выделяется в качестве рудоносной «диабазовой» толщи березовской свиты [Бородаевский, 1960; Золотоносность…, 2005]. В пределах олистострома оруденение развито в олистоплаках диабазов и их брекчий.

2. Выяснена геолого-структурная позиция месторождения. Оно расположено в узле пересечения региональных коллизионных разломов: северо-восточного надвига и наложенной на него тектонической зоны малоамплитудных левых сдвигов и косых разрывов близмеридионального простирания (рис.). Рудовмещающий интервал надвига состоит из субширотного правого и северо-западного левого трансферных сдвигов, ограничивающих месторождение с севера и юга соответственно, и системы чешуйчатых западновергентных взбросо-надвигов, образовавшихся между трансферами на северо-западном крыле антиформы.

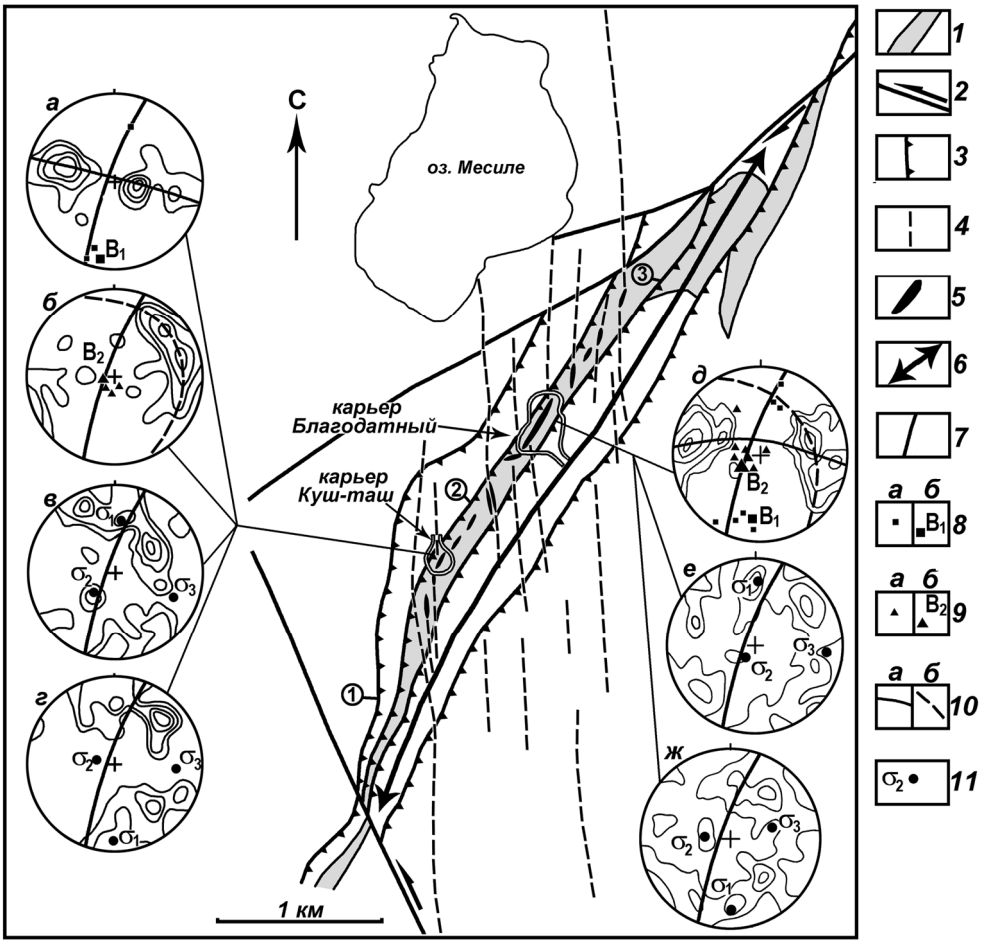

Рис. Схема, иллюстрирующая структурную позицию месторождения Миндяк. Составлена с использованием данных Миндякского рудника.

а–ж – диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера) плотностей полюсов слоистости (а, б, д, е), рудных прожилков пиритового (в, е) и сульфидно-кварц-карбонатного (г, ж) состава: а – количество замеров 55, изолинии соответствуют 1-2-4-8 %; б – количество замеров 56, изолинии соответствуют 1-2-4-8 %; в – количество замеров 82, изолинии соответствуют 1-2-4-8 %; г – количество замеров 75, изолинии соответствуют 1-2-4-6 %; д – количество замеров 101, изолинии соответствуют 1-2-4-8-12 %; е – количество замеров 94, изолинии соответствуют 1-3-5 %; ж – количество замеров 85, изолинии соответствуют 1-3-5 %.

1 – рудовмещающая пластина полимиктового олистострома с олитоплаками диабазов и их брекчий; 2 – трансферные сдвиги; 3 – взбросо-надвиги; 4 – левые сдвиги и косые разрывы; 5 – рудные тела; 6 – ось антиформы; 7–11 – на диаграммах: 7 – плоскости разломов, ограничивающих рудовмещающую сдвиговую зону; 8 – замеренные шарниры складок волочения F_1 (а) и F_2 (б), связанных с надвиговыми и сдвиговыми движениями по граничных разломам соответственно; 9 – реконструированные оси складчатости F_1 (а) и F_2 (б); 10 – плоскости симметрии складчатости F_1 (а) и F_2 (б); 11 – оси главных нормальных напряжений (σ_1 – максимальных, σ_2 – средних, σ_3 – минимальных). Арабскими цифрами в кружках обозначены взбросо-надвиги: 1 – Главный, 2 – Западный, 3 – Восточный.

3. Установлена ведущая роль сдвиговых деформаций в локальном структурном контроле оруденения месторождения Миндяк. Золото-сульфидная минерализация развита во вторичных разрывах правосдвиговой зоны, образовавшейся на месте взбросо-надвиговой пластины. В условиях близширотного сжатия, господствовавшего на рудном этапе, размещение оруденения контролировалось изгибами растяжения разломов, в морфологическом отношении представляющих собой зоны рассланцевания, мелких сколов и трещиноватости. Охарактеризована структурная модель рудного тела месторождения, основными элементами которой являются: 1) магистральный рудолокализующий разлом, определяющий генеральное простирание рудного тела; 2) оперяющие и пересекающие его второстепенные разрывные нарушения, обуславливающие склонение рудного тела и создающие апофизы; 3) ореолы вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации, сопровождающие магистральный разлом и вторичные нарушения.

4. Выяснено, что литологический контроль оруденения месторождения Миндяк олистоплаками диабазов в значительной мере обусловлен петрофизическими и геохимическими факторами. Полимиктовый олистостром представляет собой гетерогенную в петрофизическом отношении среду, характеризующуюся сочетанием пластично-малопрочных глинисто-кремнистых пород цемента (? 0.26; Vp 4.83 км/с; Vs 2.76 км/с; G 19.7 ГПа; E 49.5 ГПа) и олистоплаков вязко-прочных известняков (? 0.28; Vp 6.06 км/с; Vs 3.36 км/с; G 30.8 ГПа; E 78.8 ГПа); пластично-малопрочных антигоритовых серпентинитов (? 0.30; Vp 4.91 км/с; Vs 2.63 км/с; G 18.5 ГПа; E 48.1 ГПа) и хрупко-прочных диабазов (? 0.22; Vp 5.41 км/с; Vs 3.24 км/с; G 29 ГПа; E 70.8 ГПа), содержащих в межподушечном пространстве весьма пластичные брекчии (? = 0.34)[1]. Среди пород олистострома наиболее благоприятными для формирования разрывных структур были олистоплаки диабазов и их брекчий. Сочетание контрастных по физико-механическим свойствам хрупко-прочных и пластичных пород способствовало образованию в рудовмещающих олистоплаках зон рассланцевания (в брекчиях) и трещиноватости и мелких разрывов (в диабазах). Развитие этих разрывных структур сопровождалось формированием кварц-хлорит-серицитовых сланцев и ранней прожилково-вкрапленной пиритовой минерализации. Рудовмещающие сланцы по упруго-прочностным и хрупко-пластическим параметрам отвечают хрупко-малопрочному петрофизическому типу пород (? 0.14; Vp 4.46 км/с; Vs 2.87 км/с; G 23.6 ГПа; E 53.9 ГПа), в связи с чем они были благоприятными для реализации хрупких деформаций и формирования поздней сульфидно-кварц-карбонатной прожилковой минерализации. Геохимические факторы, способствовавшие локализации золотого оруденения в полимиктовом олистостроме, рассмотрены в тезисах С. В. Мичурина и С. Е. Знаменского (см. настоящий сборник).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (грант 11-05-97021-р_поволжье_а).

Литература

Бородаевская М. Б., Беликова А. Г. Золоторудное месторождение Миндяк // Геология главнейших золоторудных месторождений Урала. М.: ОБТИ, 1952. Т. III. С. 108–138.

[1] ? – коэффициент Пуассона; Vp – скорость продольных ультразвуковых волн; Vs – скорость поперечных ультразвуковых волн; G – модуль сдвига; E – модуль Юнга.

Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценке месторождений золота. М.: ЦНИГРИ, 1960. Вып. 55. 265 с.

Знаменский С. Е., Мичурин С. В. Структурный контроль золото-сульфидного оруденения месторождения Миндяк (Магнитогорская мегазона Южного Урала) // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных Ресурсов АН РБ. 2011. № 16. С. 47–52.

Золотоносность Урала. Объяснительная записка к карте коренной золотоносности Урала масштаба 1:1000000 / Н. К. Курбанов, П. С. Ревякин, П. Г. Кучеревский и др. М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2005. 144 с.

Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А. Особенности структуры и ее влияние на рудообразование в районе нижнего течения р. Миндяк на Южном Урале // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ РАН, 1990. С. 75–81.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 1999. 570 с.

Новожилов Ю. И. Особенности структуры и локализации оруденения в лиственитизированных породах месторождения Благодатного на Южном Урале. М.: ЦНИГРИ, 1964. Вып. 68. С. 82–96.

С. В. Мичурин, С. Е. Знаменский
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
s_michurin@mail.ru

Источники вещества золоторудного месторождения Миндяк: анализ изотопно-геохимических данных

Месторождение Миндяк приурочено к коллизионному надвигу зоны Главного Уральского разлома. Его рудовмещающий разрез представляет собой пакет разновозрастных тектонических пластин, при этом промышленное золотое оруденение концентрируется в пластине полимиктового олистострома, а в ее пределах – в олистоплаках диабазов и их брекчий. С целью выяснения причин литологического контроля оруденения была предпринята попытка определить возможные источники рудных компонентов продуктивной на золото минерализации. Для этого были проведены изотопные исследования серы различных генераций пирита, углерода и кислорода карбонатных прожилков рудоносных метасоматитов и изучены содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в пирите, околорудных метасоматитах и вмещающих породах (диабазах и углеродистых сланцах).

Измерения изотопного состава серы проводились на масс-спектрометре МИ-1201 в ИГ УНЦ РАН. Сера пирита для изотопного анализа окислялась кислородом CuO до SO_2 в вакууме при ~770 °С. Воспроизводимость определений составляла ±0.3 ‰. Анализы РЗЭ выполнены на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой в ИПТМ РАН (г. Черноголовка, руководитель аналитической группы В. К. Карандашев). Измерение изотопного состава углерода и кислорода выполнены в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (руководитель группы В. Л. Андреичев). Разложение карбонатов до CO_2 проводилось в ортофосфорной кислоте при температуре 80 °С. Измерения осуществлялись на масс-спектрометре DELTA V Advantage (Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия). Точность определений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ составляла ±0.2 ‰.

По нашим наблюдениям, пирит Миндякского месторождения относится к трем основным генерациям. Первая из них установлена в цементе олистострома и является сингенетичной вмещающим породам. К ней относятся конкреции и тонкая вкрапленность глобулярного пирита в углеродсодержащих глинисто-кремнистых сланцах. Конкреции представляют собой шаровидные и овальные образования диаметром 1.5–4 см. Они имеют радиально-лучистое строение, обусловленное клиновидными выклинивающимися к центру кристаллами, или концентрически-зональную структуру с реликтами фрамбоидального строения. Изотопный состав серы в пирите первой генерации составляет от –25.3 до –5.2 ‰ и указывает на его осадочно-биогенное происхождение (табл. 1).

Таблица 1

Изотопный состав серы пирита Миндякского месторождения

№ образца	Рудопроявление	Характеристика образца	$\delta^{34}S$, ‰
В-171-4	Восточная линза	Кубический пирит	0.0
-«-	-«-	Глобулярный пирит	–5.2
Ю-4	Южная линза	Кубический пирит	+0.4
Ю-8	-«-	-«-	+1.2
К-91-1	Карьер Куш-Таш	-«-	+1.3
К-11-3к	-«-	Овальная конкреция фрамбоидального строения, краевая часть	–6.1
К-11-9ц	-«-	Шаровидная конкреция радиально-лучистого строения, центральная часть	–14.1
К-11-9к	-«-	то же, краевая часть	–25.3
К-11-12	-«-	Тонкозернистый кубический и глобулярный пирит	–9.7

Вторая и третья генерации пирита формируют рудные тела. Пирит второй генерации образует тонкую вкрапленность размером менее 0.1–0.2 мм, а также выполняет мелкие прожилки. Пирит третьей генерации приурочен к карбонат-кварцевым прожилкам. Его кристаллы размером более 0.2 мм имеют, как правило, изометричную форму кубического габитуса, реже они вытянуты по одной из осей. Эта генерация пирита часто приурочена к зонам роста кальцита и кварца. По данным ранее проведенных исследований [Логинова, Засухин, 1976; Мурзин и др., 2003] и результатам нашего изучения (см. табл. 1) пирит золото-сульфидных руд характеризуется околонулевыми значениями $\delta^{34}S$, свидетельствующими в пользу магматогенного источника серы.

Изотопный состав углерода и кислорода на месторождении Миндяк изучался ранее В. В. Мурзиным с соавторами [2002; 2003]. По результатам исследования $\delta^{13}C$ углекислоты, извлеченной из флюидных включений кварца, а также $\delta^{18}O$ кварца и альбита околорудных метасоматитов было установлено, что рудоносный флюид отвечает магматическому ($\delta^{13}C_{CO2}$ = –7.8...–6.2 ‰, $\delta^{18}O_{H2O}$ = +6.3...+8.2 ‰). В то же время, значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ карбонатов, а также $\delta^{13}C_{CO2}$ и $\delta^{18}O_{H2O}$ равновесного с ними флюида отличаются значительными вариациями ($\delta^{13}C_{CO2}$ = –22.4...–8.0 ‰, $\delta^{18}O_{H2O}$ = +8.5...+25.7 ‰), обусловленными взаимодействием рудоносного флюида с вмещающими породами [Мурзин и др., 2002].

Нами определен изотопный состав углерода и кислорода кальцитовых прожилков нескольких рудных участков месторождения (табл. 2). Изотопные составы C и O во флюиде рассчитаны по уравнениям фракционирования в системах кальцит–CO_2 [Ohmoto, Rye, 1979] и кальцит–H_2O [Zheng, 1999] с учетом температуры минералообразования 200 °C, которая в большинстве случаев устанавливается для карбонатов из продуктивных метасоматитов [Мурзин и др., 2002]. Рассчитанные значения $\delta^{13}C_{CO2}$ = –7.1...–6.2 ‰ и $\delta^{18}O_{H2O}$ = +9.6...+10.3 ‰ рудоносного флюида близки к углероду и кислороду магматического происхождения и согласуются с ранее полученными результатами.

Таблица 2

Изотопный состав углерода и кислорода кальцита Миндякского месторождения

№ образца	Рудопроявление	Изотопный состав кальцита		Изотопный состав флюида	
		$\delta^{13}C$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}O$, ‰ (SMOW)	$\delta^{13}C_{CO2}$, ‰	$\delta^{18}O_{H2O}$, ‰
В-171-15	Восточная линза	–6.6	19.4	–6.4	9.6
Ю-4	Южная линза	–7.0	19.9	–6.8	10.1
Ю-8	-«-	–7.3	19.6	–7.1	9.8
33/2	Северная линза	–6.4	20.1	–6.2	10.3

Распределение РЗЭ исследовано в углеродсодержащем глинисто-кремнистом цементе олистострома, диабазах, слагающих олистоплаки, рудовмещающих аподиабазовых карбонат-кварц-хлорит-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцах, а также пирите всех генераций. Считается, что РЗЭ в пирите связаны с флюидными включениями и не могут входить в его кристаллическую структуру, поскольку их ионные радиусы ($РЗЭ^{3+}$ = 0.0977–0.116 нм) превышают размер Fe^{2+} (0.078 нм) [Guangzhou et al., 2009]. Составы РЗЭ в сульфидах наследуют состав флюида, в котором устойчивость лантаноидов определяется хлоридными комплексами. Сульфиды накапливают относительно флюида преимущественно тяжелые РЗЭ, а легкие элементы сорбируются на их поверхности в виде свободных ионов, или, вероятно, в виде гидроксокомплексов [Римская-Корсакова, Дубинин, 2003]. Таким образом, распределение РЗЭ в сульфидах можно использовать в качестве индикатора для выяснения источников рудного вещества.

Проведенное изучение показывает, что, несмотря на различие в содержаниях, породы цемента олистострома, пирит первой генерации, аподиабазовые рудовмещающие сланцы и рудный пирит имеют близкие спектры распределения РЗЭ, характеризующиеся накоплением легких лантаноидов и наличием отрицательной Eu аномалии (рис.). Из этого следует, что одним из источников лантаноидов при формировании продуктивной на золото минерализации месторождения Миндяк служили углеродсодержащие сланцы цемента олистострома, а также глобулярный и конкреционный пирит. Главные рудовмещающие породы месторождения – диабазы – имеют иной состав РЗЭ. Для них характерно преобладание тяжелых лантаноидов по отношению к легким и отсутствие Eu аномалии. В частности, при изучении рудной зоны

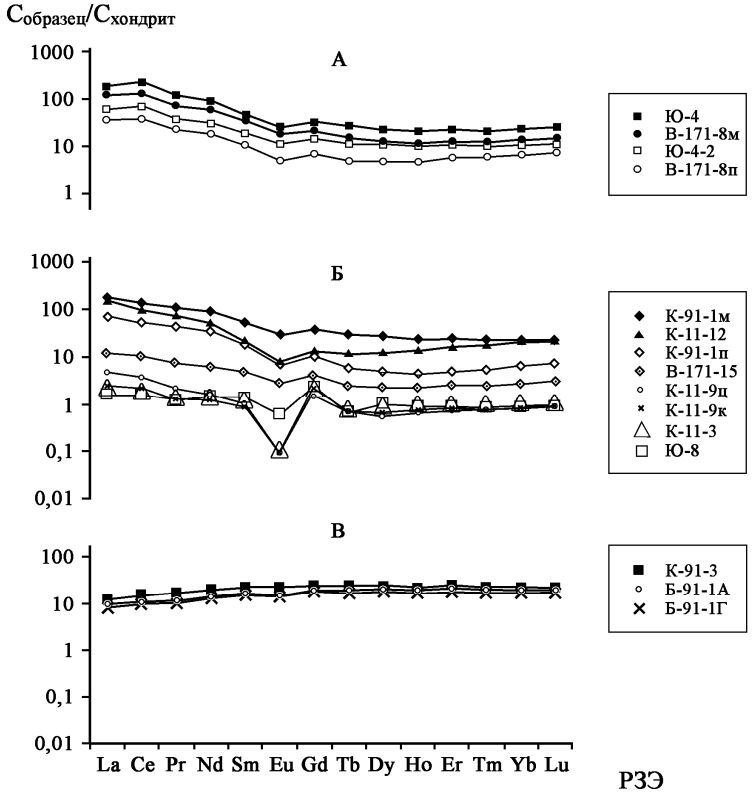

Рис. Нормализованные на хондрит [Sun, McDonough, 1989] графики распределения РЗЭ.

А – вмещающие аподиабазовые кварц-хлорит-сериицитовые сланцы и рудный пирит второй генерации из этих пород; Б – аподиабазовый карбонат-кварц-хлорит-серицитовый сланец, углеродсодержащий глинисто-кремнистый сланец и различные генерации пирита; В – диабазы месторождения Миндяк.

Обр. К-11-12 – углеродсодержащий глинисто-кремнистый сланец; обр. К-91-3, Б-91-1А, Б-91-1Г – диабазы; обр. Ю-4, В-171-Вм, К-91-1м – аподиабазовые кварц-хлорит-серицитовые (обр. Ю-4, В-171-Вм) и карбонат-кварц-хлорит-серицитовые (обр. К-91-1м) сланцы; обр. К-11-9ц, К-11-9к, К-11-3 – конкреционный пирит первой генерации; обр. Ю-4-2, В-171-8п, В-171-15 – рудный пирит второй генерации из кварц-хлорит-серицитовых сланцев, образовавшихся по диабазам (обр. Ю-4-2) и осадочным породам (обр. В-171-15, В-171-8п); обр. К-91-1п, Ю-8 – рудный пирит третьей генерации из карбонат-кварц-хлорит-серицитовых сланцев, образовавшихся по диабазам (обр. К-91-1п) и осадочным породам (обр. Ю-8).

Куш-Таш, расположенной на южном фланге месторождения в олистоплаке диабазов, были установлены следующие содержания РЗЭ и геохимические модули: в диабазах: ∑РЗЭ = 50 г/т; ∑L/∑H = 1.21; La_n/Yb_n = 0.55; Gd_n/Yb_n = 0.98; La_n/Sm_n = 0.57; Eu/Eu* = 1; в аподиабазовых рудовмещающих карбонат-кварц-хлорит-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцах: ∑РЗЭ = 216 г/т; ∑L/∑H = 7.26; La_n/Yb_n = 8.19; Gd_n/Yb_n = 1.72; La_n/Sm_n = 3.38; Eu/Eu* = 0.74; в рудном пирите: ∑РЗЭ = 78 г/т; ∑L/∑H = 12.18; La_n/Yb_n = 11.02; Gd_n/Yb_n = 1.58; La_n/Sm_n = 3.9; Eu/Eu* = 0.63; в углеродсодержащих сланцах, вмещающих олистоплак диабазов: ∑РЗЭ = 150 г/т; ∑L/∑H = 9.28; La_n/Yb_n = 9.28; Gd_n/Yb_n = 0.6; La_n/Sm_n = 7.65; Eu/Eu* = 0.29.

Таким образом, изотопно-геохимические данные свидетельствуют в пользу магматогенного источника рудоносного флюида. Вместе с тем, одним из источников рудных компонентов при формировании продуктивного на золото оруденения служили углеродсодержащие сланцы цемента олистострома и сингенетичная им сульфидная минерализация. Что касается диабазов, то они представляли собой среду, благоприятную в петрофизическом отношении для образования рудовмещающих разрывов (см. Знаменский, Мичурин, настоящий сборник), и вероятно, только отчасти выступали в качестве источника рудного вещества.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (грант 11-05-97021-р_поволжье_а).

Литература

Логинова Л. А., Засухин Г. Н. Геохимические особенности пиритов Миндякских золото-сульфидных месторождений // В сб.: Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 88–100.

Мурзин В. В., Бортников Н. С., Сазонов В. Н. Эволюция изотопного состава углерода и кислорода карбонатов и рудообразующего флюида Миндякского золоторудного месторождения // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 252–254.

*Мурзин В. В., Бортников Н. С., Сазонов В. Н. и д*р. Происхождение рудообразующего флюида на Миндякском золоторудном месторождении (Южный Урал) // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Мат. науч. конф. (9-е Чтения им. акад. А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 197–199.

Римская-Корсакова М. Н., Дубинин А. В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Доклады АН. 2003. Т. 389. № 5. С. 672–676.

Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G. et. al. Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China // Journal of Rare Earths. 2009. Vol. 27. № 6. P. 1079–1087.

Ohmoto H., Rye R. O. Isotopes of sulfur and carbon // Geochemistry of Hydrothermal deposits. 1979. P. 509–567.

Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication (A. D. Saunders, M. J. Norry (eds)), 1989. № 42. P. 313–345.

Zheng Y.-F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // Geochemical Journal. 1999. Vol. 33. P. 109–126.

А. В. Сначев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
savant@inbox.ru

Палладий-золото-редкометальная геохимическая ассоциация в углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал)

В последние 20 лет среди золоторудных месторождений отчетливо выявился новый тип прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации с дисперсным золотом и платиновыми металлами. Эти залежи располагаются в рифтовых

структурах, районах со слабо проявленным магматизмом и локализуются в древних породах, богатых органическим углеродом. Черносланцевые толщи образуют протяженные региональные пояса, однако месторождения внутри них приурочены к локальным полям, где проявлены динамотермальные процессы и определенного вида метасоматические изменения.

В пределах западного склона Южного Урала широко развиты рифейские черносланцевые отложения. Опробование этих минерализованных черносланцевых отложений показало наличие в них аномально высоких вплоть до промышленных содержаний золота.

Проведенные нами в 2005–2009 гг. научно-исследовательские работы в пределах северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев позволили провести изучение докембрийских углеродистых отложений на благородные металлы, вольфрам, молибден, ванадий. Наиболее интересные результаты получены по углеродистым сланцам зигазино-комаровской свиты.

Пройденные маршруты на площадях ее развития показали, что она сложена в переменных соотношениях хлорит-серицит-кварцевыми, слюдисто-кварцевыми, слюдисто-полевошпат-кварцевыми сланцами, кварцевыми алевролитами и песчаниками, в той или иной степени обогащенными углеродистым веществом.

В сланцах очень часто наблюдается сульфидизация от единичных вкрапленных зерен пирита до образования сульфидных прожилков мощностью до 1 см при содержании сульфидов в породах до 25–30 %. Чаще всего в обнажениях и элювиально-делювиальных развалах встречаются в той или иной степени выветрелые породы, в которых на месте первичных сульфидов остаются пустоты кубического габитуса либо образуются зоны кавернозной текстуры, интенсивно ожелезненные. При дальнейшем выветривании на месте таких пород образуются бурые железняки. Все это, на наш взгляд, свидетельствует о высоких перспективах данного стратиграфического уровня на благородные металлы. По крайней мере, он несомненно заслуживает внимания как основной объект для постановки поисковых работ на Au и ЭПГ.

Определения золота, платины, палладия, родия и иридия выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (зав. лабораторией В. В. Дистлер) химико-спектральным методом с предварительным концентрированием на органическом полимерном сорбенте «Полиоргс-4» (21 проба). Нижние пределы количественных определений всех элементов – 0.0005 г/т. В 13 пробах также определены вольфрам, молибден и ванадий в аналитическом сертификационном испытательном центре (АСИЦ) ВИМС (директор В. С. Кордюков) фотометрическим методом. Нижние пределы чувствительности метода для W и Mo – 0.002, для V – 0.0005 %.

Кларковые содержания **золота** в углеродистых отложениях мира, оцененные разными способами, составляют 0.008–0.01 г/т [Юдович, Кетрис, 1994], аномальными можно считать содержания в 20–35 мг/т, сильной аномалией – 35–50 мг/т и рудогенной аномалией – >50 мг/т.

На первом этапе работ (2005–2007 гг.) в пределах рассматриваемой территории было проведено выборочное штуфное опробование сульфидизированных и окварцованных углеродистых сланцев. Полученные данные позволили говорить о высокой перспективности углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты. Так, среднее содержание золота в них составляет 0.29 г/т (21 проба), а это в 4–6 раз выше, чем для рудогенной аномалии. Максимальные же значения концентраций золота в штуфных пробах углеродистых сланцев зигазино-комаровской свиты достигали 2.05 г/т в небольшом карьере у дороги между г. Белорецк и пос. Отнурок-1 и 1.42 г/т на горе Мягкая.

В ходе второго этапа работ (2008–2009 гг.) наибольшее внимание было уделено разрезу углеродистых сланцев в карьере у пос. Отнурок, где можно выделить несколько слоев:

1) 0.0–11.0 м – слабо дислоцированные плитчатые, кварц-полевошпат-мусковитовые гофрированные сланцы с мелкими будинами кварца по слоистости. Азимут падения отдельности 90°, ∠60°.

2) 11.0–17.0 м – интенсивно дислоцированная толща углеродистых сланцев. В интервале 15.5–17.0 м в них отмечается зона смятия с обособленными линзами или тонким переслаиванием окварцованных бурых железняков. Углеродистые сланцы интенсивно дислоцированы по сравнению с окружающими кварц-полевошпат-мусковитовыми сланцами.

3) 17.0–23.0 м – сланцы слюдистые, гофрированные, с окисленным пиритом 0.1–2 мм.

4) 23.0–29.0 м – переслаивание слюдистых сланцев гофрированных и слоев, сложенных рыхлыми охрами, возможно, образованными по зонам интенсивной сульфидизации.

Большие борозды длиной до 6 м отбирались для определения мощности рудоносного уровня. После этого длина борозды была сокращена до 0.5–1.5 м для локализации оруденения в пределах конкретной пачки углеродистых отложений. Анализ на благородные металлы общей бороздовой пробы показал 0.44 г/т золота, а пробы являющейся ее полуметровым фрагментом – 3.43 г/т, что позволяет предлагать нам этот участок для дальнейших исследований.

Платиноиды. В сульфидизированных углеродсодержащих породах северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев отмечаются высокие содержания палладия, средние значения которого – 0.061 г/т, а максимальные – 0.21 г/т. Иридий и родий находятся либо в пределах фона, либо в пределах обнаружения. Немного более высокие содержания платины установлены в сланцах – в среднем, 0.014 г/т, при максимальном – 0.056 г/т.

Вольфрам, молибден, ванадий. Содержания молибдена и ванадия стабильно укладываются в кларковый интервал для углеродистых сланцев, составляющий 14–20 г/т и 180–200 г/т соответственно [Юдович, Кетрис, 1994]. Интересный материал получен при анализе результатов исследования углеродистых сланцев на вольфрам. Известно, что кларк вольфрама в черных сланцах составляет 3–8 г/т, и аномальными можно считать содержания более 15 г/т [Юдович, Кетрис, 1994]. Среднее значение вольфрама в углеродистых образованиях зигазино-комаровской свиты – 111 г/т. Примечательно, что из 13 проанализированных проб в 4 получены содержания W выше 0.01 %, максимальное же его значение составило 0.042 %, т.е. в 50–140 раз выше кларкового.

В целом, в рассматриваемых углеродистых образованиях намечается палладий-золото-редкометальная специализация с высокими значениями благородных металлов и вольфрама, что позволяет нам рекомендовать их для постановки дальнейших поисковых и оценочных работ по прослеживанию рудоносного горизонта.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Поволжье № 12-05-97003.

Литература

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.

Таблица 1

Результаты микрорентгеноспектрального анализа минералов платиновой группы и сульфидов платиноидов из хромитовых руд массивов Варшавского, Карабашского и Среднего Крака

№ п/п	№	№ анализа	Содержание, мас. %												Сумма
			Os	Ru	Ir	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Sb	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	871-1	b	15.47	39.1	14.16	–	–	–	–	–	–	31.27	–	–	100.00
2		c	14.87	41.64	12.05	–	–	–	–	–	–	31.43	–	–	99.99
3		d	15.79	38.38	13.81	–	–	–	–	–	–	32.02		–	100.00
4		g	15.12	40.69	13.34	–	–	–	–	–	–	30.86	–	–	100.01
5		f	15.1	39.51	13.55	–	–	–	–	–	–	31.83	–	–	99.99
	Среднее		**15.27**	**39.86**	**13.38**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**31.48**	**–**	**–**	**99.99**
6	871-1-1	a	–	8.76	48.17	8.60	–	–	–	6.73	1.6	26.14	–	–	100.00
7	871-1-2	e	–	7.83	45.68	8.98	7.00	–	–	6.41	–	23.80	–	–	99.70
8	В1-3Б	12	18.14	45.74	3.57	–	–	–	1.25	0.06	–	30.61	0.63	–	100.00
9		13	18.92	43.12	4.39	–	–	–	0.98	0.21	–	31.66	0.73	–	100.01
10		14	15.22	45.56	4.50	–	–	–	1.46	0.18	–	32.05	1.01	–	99.98
	Среднее		**17.43**	**44.81**	**4.15**	**–**	**–**	**–**	**1.23**	**0.15**	**–**	**31.44**	**0.79**	**–**	**100.00**
11	В1-3Б-1	6	9.99	52.88	4.85	–	–	–	1.02	1.26	–	28.55	1.45	–	100.00
12		7	6.91	53.57	4.98	–	–	–	0.90	0.42	–	31.68	1.55	–	100.01
13		9	9.34	50.62	5.61	–	–	–	1.61	0.30	–	30.29	2.22	–	99.99
14		11	7.62	51.47	6.39	–	–	–	0.78	1.18	–	30.19	2.38	–	100.01
	Среднее		**8.47**	**52.14**	**5.46**	**–**	**–**	**–**	**1.08**	**0.79**	**–**	**30.18**	**1.90**	**–**	**100.02**
15	В1-3Б-2	1	–	23.41	36.03	–	–	–	5.22	0.39	–	20.04	15.08	–	100.17
16		2	–	26.64	32.6	–	–	–	6.67	0.45	–	20.15	13.97	–	100.48
17		3	–	28.48	30.04	–	–	–	5.29	0.23	–	24.09	11.96	–	100.09
	Среднее		**–**	**26.18**	**32.89**	**–**	**–**	**–**	**5.73**	**0.36**	**–**	**21.43**	**13.67**	**–**	**100.25**
19	В1-3Б-3	4	16.27	47.36	6.95	–	–	–	1.31	1.06	–	25.56	1.45	–	99.96
20		5	16.66	47.28	7.01	–	–	–	1.35	0.86	–	23.36	1.55	–	98.07
	Среднее		**16.47**	**47.32**	**6.98**	**–**	**–**	**–**	**1.33**	**0.96**	**–**	**24.46**	**1.50**	**–**	

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
21	КШ 57-3	18326-a	54.54	3.25	42.21	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100.00
22		18326-b	53.76	3.22	43.02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100.00
23		18326-c	54.62	3.49	41.89	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100.00
24		18326-d	55.15	2.99	41.86	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100.00
25		18326-e	54.13	4.33	41.54	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100.00
	Среднее		**54.44**	**3.46**	**42.10**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**100.00**
26	КШ 57-3-1	195-a	–	2.67	44.41	–	–	–	–	6.47	–	26.11	18.02	2.32	100.00
27		195-b	–	1.11	44.72	–	–	–	–	8.36	–	25.32	17.35	3.14	100.00
29		195-f	–	1.16	43.03	–	–	–	2.26	11.89	–	22.57	17.77	1.32	100.00
	Среднее		**–**	**1,65**	**44,05**				**0,75**	**8,91**		**24,67**	**17,71**	**2,26**	**100.00**
31	СК 186-1	194-b	–	–	–	–	62.59	2.99	15.04	0.39	2.39	16.6	–	–	100.00
32	СК 186-1-2	194-c	–	–	–	–	50.06	5.17	31.35	1.00	3.11	9.32	–	–	100.01
33	СК 186-1-3	194-d	–	–	–	–	58.81	2.24	16.77	0.46	1.65	20.07	–	–	100.00
34	СК 186-1-4	194-e	–	–	–	–	57.88	5.48	19.44	0.45	3.09	13.66	–	–	100.00
35	СК 186-1-5	194-g	–	–	–	1.35	76.98	–	21.06	0.34	0.27	–	–	–	100.00
36		194-h	–	–	–	1.11	76.73	–	21.09	0.58	0.49	–	–	–	100.00
37		194-i	–	–	–	1.05	76.49	–	21.59	0.55	0.32	–	–	–	100.00
	Среднее					**1.17**	**76.73**	**–**	**21.25**	**0.49**	**0.36**	**–**	**–**	**–**	**100.00**

Примечание. 1) Образцы взяты: 1–20 из месторождения Владимир, Варшавский массив; 21–30 – из Карабашского массива; 31–37 – из массива Средний Крака. 2) Анализы выполнены: (1–20) в лаборатории электронной микроскопии ЮУрГУ на приборе JEOL-JSM- F (аналитики М.В. Судариков, О.В. Самойлова), анализы (21–37) – в лаборатории Института минералогии УрО РАН на приборе РЭММА 202М (аналитик В.А. Котляров).

Таблица 2

Кристаллохимические формулы минералов

№ выделения	Минерал	Кристаллохимическая формула	№ выделения	Минерал	Кристаллохимическая формула
871-1	лаурит – эрликманит	$(Ru_{0.80}Os_{0.16}Ir_{0.14})_{1.10}S_{2.00}$	КШ 57-3	осмий	$Os_{0.53}I_{r0.41}Ru_{3.46}$
871-1-1	кашинит	$(Ir_{0.92}Ru_{0.32}Rh_{0.31}Ni_{0.42}Cu_{0.10})_{2.07}S_3$	КШ 57-3-1	кашинит	$(Ir_{0.68}Ni_{0.45}Sb_{0.06}Ru_{0.05}Fe_{0.06})(S_{2.29}As_{0.71})$
871-1-2	иридисит(?)	$(Ir_{0.64}Ni_{0.44}Ru_{0.21}Rh_{0.24}Pt_{0.19})_{2.36}S_3$	СК 186-1	железистый брэггит	$Pt_{0.62}Fe_{0.52}Cu_{0.07}Pd_{0.05}Ni_{0.01}S_{1.00}$
В1-3Б	лаурит – эрликманит	$(Ru_{0.89}Os_{0.18}Ir_{0.04}Fe_{0.04}Ni_{0.01})_{1.16}$ $(S_{1.98}As_{0.02})$	СК 186-1-2	железистый брэггит ?	$Fe_{1.93}Pt_{0.88}Cu_{0.17}Pd_{0.17}Ni_{0.06}S_{1.00}$
В1-3Б-1	лаурит – эрликманит	$(Ru_{1.07}Os_{0.09}Ir_{0.06}Fe_{0.04}Ni_{0.03})_{1.29}$ $(S_{1.95}As_{0,05})$	СК 186-1-3	железистый брэггит ?	$Pt_{0.48}Fe_{0.48}Cu_{0.04}Pd_{0.03}Ni_{0.01}S_{1.00}$
В1-3Б-2	лаурит	$(Ru_{0.67}Ir_{0.40}Fe_{0.24}Ni_{0.011})_{1.27}(S_{1.57}As_{0.43})$	СК 186-1-4	железистый брэггит ?	$Fe_{0.82}Pt_{0.70}Pd_{0.12}Cu_{0.11}Ni_{0.02}S_{1.00}$
В1-3Б-3	лаурит – эрликманит	$(Ru_{1.12}Os_{0.21}Ir_{0.09}Fe_{0.06}Ni_{0.04})(S_{1.95}As_{0.05})$	СК 186-1-5	тетраферроплатина	$Pt_{0.49}Fe_{0.48}Rh_{0.01}Ni_{0.01}Cu_{0.01}$

Примечание. По данным, приведенным в таблице 1.

В. В. Зайков [1, 3], Д. Е. Савельев[2], В. А. Котляров[1], А. М. Юминов[3], Д. А. Жеребцов[3], Д. М. Галимов[3], М. В. Судариков[3]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru
[2] – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
[3] – Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс, г. Челябинск

Платиноиды в хромитовых рудах Южного Урала: данные по гипербазитовым массивам Карабашскому, Варшавскому и Среднему Крака

При изучении хромитовых руд из массивов Варшавского, Карабашского и Среднего Крака были выявлены минералы платиновой группы (МПГ). Сведения о такой минерализации на исследованных объектах не были известны, и характеристика полученных данных послужила целью данного сообщения.

Было исследовано 88 аншлифов на микроскопе Olympus BX51. Выявленные 6 зерен платиноидов изучены на электронных микроскопах РЭММА-202М (Институт минералогии УрО РАН), JEOL JSM-7001 и JEOL JSM-7001F (Южно-Уральский государственный университет). Состав минералов приведен в таблице.

Варшавский гипербазитовый массив. Месторождения хромитовых руд расположены на правом берегу р. Карагайлы-Аят. Массив имеет овальную форму, в восточной и южной частях он контактирует с каменноугольными черносланцевыми отложениями. На северном фланге массив прорван палеозойскими гранитоидами.

Платиноиды выявлены на месторождении Владимир, которое отработано карьером. Хромиты залегают среди серпентинизированных дунитов, серпентинитов и тальк-карбонатных пород [Савельев и др., 2008]. Пластообразное рудное тело имеет мощность 5–6 м и сложено полосчатыми разностями. Хромиты деформированы, рассечены жилками серпофита, вдоль жилок развит магнетит. Акцессорные минералы представлены лауритом, никелином, миллеритом, пентландитом, маухеритом, хизлевудитом. Включения лаурита выявлены в густовкрапленной хромитовой руде в основании полосчатой пачки. Состав вмещающего хромита (мас. %): Cr_2O_3 49–50; Al_2O_3 17–19; MgO 8–9; FeO 23–24; MnO 0.01–0.33; TiO_2 0.4–0.5.

В обр. 871-1 размер сечения лаурита равен 10×12 мкм, форма округлая с элементами огранки (рис. 1-А). Кристаллохимическая формула соответствует члену ряда лаурит-эрликманит с избытком рутения (табл. 2), который может быть связан с погрешностями анализа или с субмикроскопическими включениями самородного рутения [Зайков и др., 2011].

При электронно-микроскопическом исследовании в лаурите обнаружено включение сульфида иридия с сечением 1 мкм, содержащим примесь родия, рутения, меди, никеля (табл. 1, ан. 6–7). По химическому составу минерал сопоставим с кашинитом Ir_2S_3 и недостаточно охарактеризованным иридиситом IrS_2 (табл. 1, ан. 7).

В обр. В1-3б обособление МПГ в хромите имеет размер 3×5 мкм. Строение включения микропорфировое (рис. 1-Б), выделяются четыре главные фазы, которые могут быть отнесены к ряду лаурит-эрликманит (?):

1) По периферии зерна цепочкой располагаются однородные участки состава (мас. %): Ru 43–46; Os 15–19; Ir 4–5; As 1; Fe 1; S 31–32 (табл. 1, ан. 8–10);

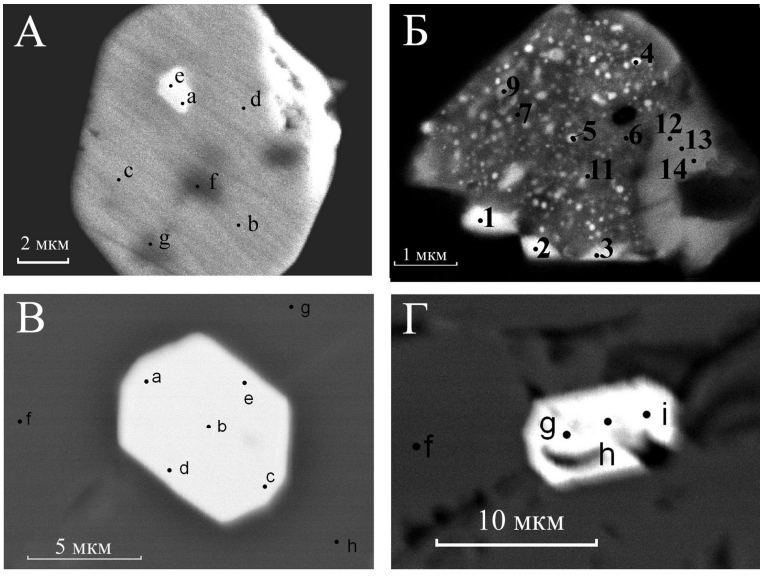

Рис. 1. Изображения МПГ из хромитовых руд Южного Урала в обратно-рассеянных электронах.

А) кристалл лаурита с включением иридисита, месторождение Владимир (обр. 871-1); Б) сложное срастание сульфидов осмия, рутения, иридия, месторождение Владимир (обр. В1-3б); В) кристалл осмия, Карабашский массив (обр. КШ 57-3); Г) кристалл платины, массив Средний Крака (обр. СК 186-1).

А) прибор JEOL–JSM–7001F (аналитики М. В. Судариков, О. В. Самойлова); Б) прибор JEOL JSM-7001F (аналитики Д. А. Жеребцов, Д. М. Галимов); В, Г) прибор РЭММА-202М (аналитик В. А. Котляров).

2) Основная часть зерна имеет состав (мас. %): Ru 51–53; Os 8–10; Ir 5–6; As 1–2; Ni 1; Fe 1–2; S 29–32 (табл. 1, ан. 6, 7, 13, 14);

3) Удлиненные участки с размером сечения 0.5–0.9 × 0.1–0.2 мкм находятся в краевой части выделения, обогащены Os (30–36 %) и As (23–28 %) (табл. 1, ан. 15–17);

4) Точечные выделения размером 0.1–0.2 мкм, распределение которых напоминает звездное небо, близки по составу к участкам № 1 (табл. 1, ан. 19, 20).

Карабашский массив. Присутствие осмия установлено в хромитовых рудах северо-восточнее вершины с отметкой 587 м (у Поклонного Креста). Оруденение было вскрыто небольшим карьером и отработано [Савельев и др., 2008]. Остатки хромитовых руд массивной и густовкрапленной текстуры сохранились лишь в отвалах. Вмещающими породами для хромититов служат массивные серпентиниты.

При оптическом исследовании полировки КШ-57-3 (коллекция Д. Е. Савельева) были выявлены осмий и лаурит. Осмий представлен кристаллом размером 6×8 мкм, ограненным гексагональной призмой и пинакоидом (рис. 1-В). Состав вмещающего хромита (мас. %): Cr_2O_3 60–61; MgO 11–12; Al_2O_3 12–13; FeO 14–15. По составу относится к осмию иридистому (мас. %): Os 54–55; Ir 41–42; Ru 3–4. Лаурит представлен зернами овальной мофологии размером 5–8 мкм состава (мас. %): Ru 42–44; Ir 1–3; Ni 8–12; As 17–18; Sb 1–3; S 23–26.

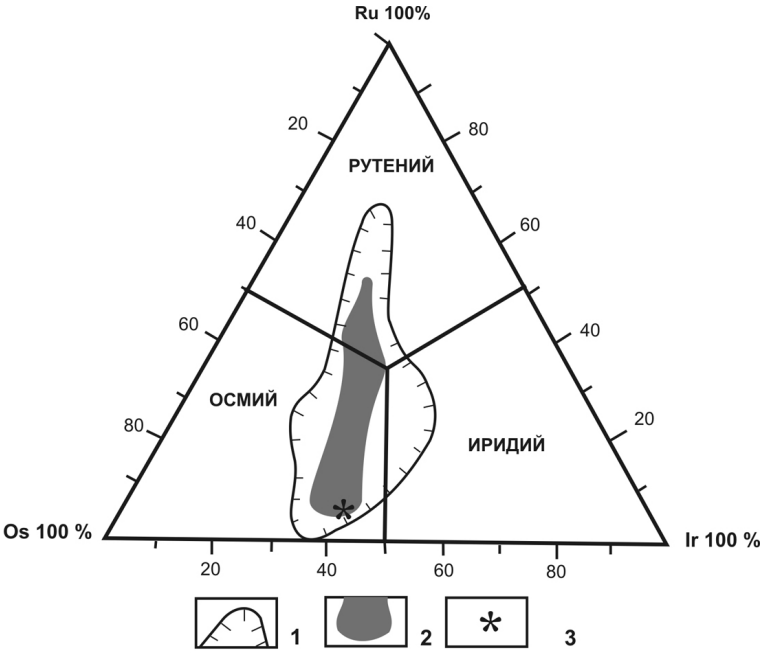

Рис. 2. Тройная диаграмма состава включений осмия из коренных и россыпных месторождений Южного Урала.

1 – поле составов осмия из коренных и россыпных месторождений платиноидов Урала; 2 – поле составов осмия из Киалимской россыпи; 3 – позиция состава осмия из Карабашского гипербазитового массива.

К Карабашскому массиву с юга примыкает Киалимская золото-платиновая россыпь с примесью платиноидов [Зайков и др., 2010], для которой массив мог служить их источником. Позиция карабашского осмия относительно известных находок осмия в россыпях показана на треугольной диаграмме (рис. 2), при этом фигуративная точка попадает в поле платиноидов Киалимской россыпи.

Массив Средний Крака имеет овальную в плане форму и размеры 20×10 км. Он состоит из двух комплексов – ультрабазитового (реститового) и габброидного (магматического). Первый занимает около 75 % площади массива и в восточной части сложен преимущественно лерцолитами и гарцбургитами, а в юго-западной преобладают дуниты, вмещающие ряд месторождений хромовых руд вкрапленного типа (Правый Саксей, Шатран, Ключевское и др.). Габброидный комплекс примыкает к ультрабазитовому с запада, разрез начинается верлитами и клинопироксенитами, которые в восточном направлении сменяются меланократовыми гнейсовидными габбро и массивными среднезернистыми габбро и габбро-диоритами.

Образцы СК-186 и СК-186-1 отобраны из отвалов небольших канав на рудопроявлении Западно-Саксейское [Савельев и др., 2008], расположенном в верховьях небольшого лога – притока руч. Черный Ключ, в 400 м западнее месторождения Правый Саксей. Акцессорные минералы представлены железистым брэггитом, тетраферроплатиной, самородным золотом, миллеритом, никелистым пирротином.

Платиноиды выявлены в жилах массивных мелкозернистых хромититов мощностью от 0.05 до 0.2 м, образующих штокверк в крупнозернистых клинопироксенитах и верлитах основания габброидного комплекса массива Средний Крака. В обр. СК-186-1 выявлено несколько зерен платиноидов: кристалл тетраферроплатины с элементами каркасности (рис. 1-Г) и вытянутые групповые обособления. Кристалл тетраферроплатины характеризуется постоянным составом, практически не изменяющимся от его периферии к центру; среднее содержание (мас. %): Pt 76.73; Fe 21.25; Rh 1.17; Ni 0.49; Cu 0.36. Особенностью данного минерала является повышенная концентрация железа. Три зерна вытянутой формы железистого брэггита размером 6–10 мкм были обнаружены в образце СК-186-1. Их состав отличается значительными вариациями элементов (мас. %): Pt 50–63; Rh 2–5; Ni 0.5–1; Cu 1.5–3; S 9–20 (табл. 1, ан. 32–34). В образце СК-186 выявлен овальный нодуль миллерита с точечным выделением палладийсодержащего минерала.

Полученные данные существенно дополняют сведения о платиноидной минерализации Южного Урала [Минералогия…, 1990; Дмитренко и др., 1994; Платинометальное…, 2001; Grieco et al., 2001], а находки минералов осмия в Карабашском гипербазитовом массиве позволяют определить источник осмия в Киалимской россыпи.

Авторы благодарят Е. В. Белогуб, Е. В. Зайкову и И. С. Копырина за помощь при подготовке статьи. Исследования выполнены при содействии междисциплинарного проекта УрО РАН (12-М-456-2024).

Литература

Дмитренко Г. Г., Горячева Е. М., Савельева Г. Н. Минералы платиноидов в хромитах массива Нурали (Южный Урал) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 183–189.

Зайков В. В., Мурзин В. В., Котляров В. А., Зайкова Е. В. Платиноиды из Киалимской россыпи (Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат. VIII межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. С. 127–130.

Зайков В. В., Самойлова О. В., Юминов А. М., Белогуб Е. В. Лаурит и самородное золото в хромитовых рудах Варшавского рудного поля (Ю. Урал) // Минералогия Урала–2011. VI Всерос. сов. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 108–111.

Минералогия Урала. Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1990. 390 с.

Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала / Ред. *В. А. Коротеев, К. К. Золоев*. Екатеринбург: Департамент природных ресурсов, 2001. 199 с.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Grieco G., Ferrario A., Diella V. et al. The Cr-PGES mineralization of the Nurali massif, Southern Urals, Russia // Постколлизионная эволюция подвижных поясов. Тез. докл. междунар. науч. конф. (6-е Чтения им. акад. А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2001. С. 60–62.

К. С. Устюгова
Сыктывкарский государственный университет, г. Сыктывкар
zelenika@list.ru

Золото-сульфидное оруденение в вулканогенно-осадочных породах хребта Енганепэ, Полярный Урал

(научный руководитель Т. П. Майорова)

Хребет Енганепэ находится в южной части Полярного Урала. В результате работ, проводившихся в 80-е гг. 20 в., на этой территории установлены шлиховые ореолы и мелкие россыпи золота, что позволило отнести район к категории золоторосыпных. Однако, до последнего времени коренных источников золота здесь не было обнаружено. В 2007–2009 гг. на одном из наиболее перспективных Изъявожском участке ЗАО «Голд Минералс» были выявлены комплексные Au-As-Pb-Zn-Cu-Ag аномалии. При их заверке горными выработками была вскрыта зона сульфидной минерализации, в которой впервые обнаружено коренное самородное золото.

В структурном отношении хр. Енганепэ представляет собой брахиантиклиналь, ядро которой сложено древними породами манюкуяхинской свиты, бедамельской серии и енганепэйской свиты (R_3–$Є_1$), а крылья – молодыми палеозойскими отложениями. Среди проявлений интрузивного магматизма отмечаются субвулканические тела риолитов лядгейского комплекса, серия мелких массивов кварцевых диоритов нияюского комплекса и серпентиниты енганепэйского комплекса [Ефанова и др., 2009].

Зона сульфидизации приурочена к вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам бедамельской серии (R_3–V_2*bd*) и енганепэйской свиты (V_2–$Є_1$*en*), по которым развиты пирит-серицит-кварцевые метасоматиты и вторичные кварциты, встречаются немногочисленные кварцевые жилы мощностью до 0.5 м. Зона контролируется субмеридиональным тектоническим разломом, поэтому вмещающие породы частично катаклазированы и милонитизированы. Из милонитов гравитационным методом извлечено несколько десятков знаков золота.

Во время производственной практики 2009 г. автором были отобраны пробы из псаммитовых туфов, метабазальтов, метадацитов и метариолитов, вторичных кварцитов, а также кварцевой жилы. Из них были изготовлены аншлифы, которые изучались сначала на рудном микроскопе, а затем на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром «Link» в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН совместно с В. Н. Филипповым. Кроме того, было исследовано золото из милонитизированных пород, переданное геологами ЗАО «Голд Минералс».

Основным минералом зоны сульфидизации является пирит, формирующий рассеянно-вкрапленную, прожилково-вкрапленную и гнездовидную минерализацию. Чаще всего пирит образует кристаллы кубической и кубооктаэдрической формы, реже гипидиоморфные и ксеноморфные выделения размером от 0.03 до 2 мм. По данным микрозондового анализа, состав пирита соответствует теоретической формуле. В пирите установлены включения (1–10 мкм) сфалерита, халькопирита, пирротина и минералов группы теннантита [Устюгова, 2011; Майорова и др., 2011]. По данным фазового дифрактометрического анализа неориентированных и ориентированных образцов милонитизированных пород (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение – CuKα 30kV, 20mA, Ni фильтр), в них отмечаются пирит, глаукодот, скородит, халькозин.

В пирите также присутствуют включения апатита, монацита, бадделеита, рутила, хлорита, серицита и кварца размером от 1 мкм до первых десятков микрометров. Аналогичная минерализация характерна и для вмещающих пород. В них также обнаружены монацит, ксенотим, циркон, апатит, рутил, реже барит. Акцессорная минерализация находится в тесной ассоциации с хлоритом, кварцем, альбитом, реже встречается серицит. По данным дифрактометрического анализа в милонитах установлены кварц, иллит, хлорит, в том числе железистый.

Монацит в породах образует индивидуальные выделения и встречается в сростках с ксенотимом или пиритом, а также в форме микровключений в пирите (рис. а–г). Форма зерен преимущественно неправильная, реже изометричная, размер обычно составляет первые микрометры, максимально – около 10 мкм. Монацит характеризуется переменным составом. Обобщенная формула: $(Ce_{0.48}La_{0.19}Pr_{0.06}Nd_{0.24}Sm_{0.04}Gd_{0.02}Th_{0.01})[PO_4]$. Спорадически фиксируется Dy (0.19 и 0.29 мас. %). Микрозондовый анализ выявил небольшие количества Fe, Ca, K, Al, Si, что объясняется влиянием силикатной матрицы.

Ксенотим в виде самостоятельных выделений или в сростках с монацитом и пиритом присутствует во вмещающих породах (рис. б, д, е). Зерна размером 3–5 мкм характеризуются неправильными формами, в единичных случаях отмечаются кристаллографические очертания. Минерал характеризуется переменным составом и также содержит широкий набор примесей редкоземельных элементов. Обобщенная формула: $(Y_{0.81}Gd_{0.05}Dy_{0.08}Er_{0.04}Yb_{0.02})[PO_4]$. Реже отмечаются Sm (0.12–0.16 мас. %), Ho (0.30–0.42 мас. %), в единственном случае Tb (0.28 мас. %). Присутствие в анализах Fe, Ca, K, Ti, Mg, Al объясняется влиянием силикатной матрицы.

Бадделеит образует микро- и нановключения (1 мкм и менее) субизометричной формы и встречен только в пирите (рис. ж). Идентификация бадделеита проведена по химическому составу и заверена энергодисперсионным спектром. Элементы-примеси не обнаружены. *Циркон* встречается в форме удлиненных тетрагонально-призматических кристаллов (рис. з) размером 2–5 мкм. Во всех проанализированных зернах присутствует примесь Hf (0.24–0.26 мас. %). *Рутил* в породах образует выделения игольчатой (рис. и), а в пирите изометричной формы (рис. к) размером от 1–2 до 50 мкм. В его составе установлена примесь V (0.17–0.4 мас. %). *Апатит* встречается в виде мелких включений в пирите и вмещающих породах (рис. л, м). Он образует короткостолбчатые и толстотаблитчатые кристаллы, а также их сростки. В пирите его размеры составляют 3–5 мкм, во вмещающих породах отмечаются крупные выделения до 60 мкм. Минерал содержит Mn (0.33–0.37 мас. %) и Sr (0.18–0.19 мас. %).

При исследовании аншлифов золото в пирите и во вмещающих породах не обнаружено. Оно было изучено в пробах из милонитизированных интервалов вулканогенно-осадочной толщи. *Золото* – мелкое, его размеры составляют 0.05–0.3 мм. Среди изученных зерен присутствует идиоморфное (2 %), гемиидиоморфное (17 %) и ксеноморфное – стержневидное (11 %), комковатое (28 %), пластинчатое (39 %) – золото. Поверхность золотин преимущественно ровная, плотная, только на небольших участках имеет место ячеистое, пористое и губчатое строение. Из элементов рельефа можно отметить отпечатки других минералов кубической и гексагональной формы, борозды и валики вдоль границ отпечатков, параллельные ступеньки роста. Золото имеет рудный облик, участки с частично растворенной поверхностью указывают на начальную стадию его преобразования в гипергенном процессе.

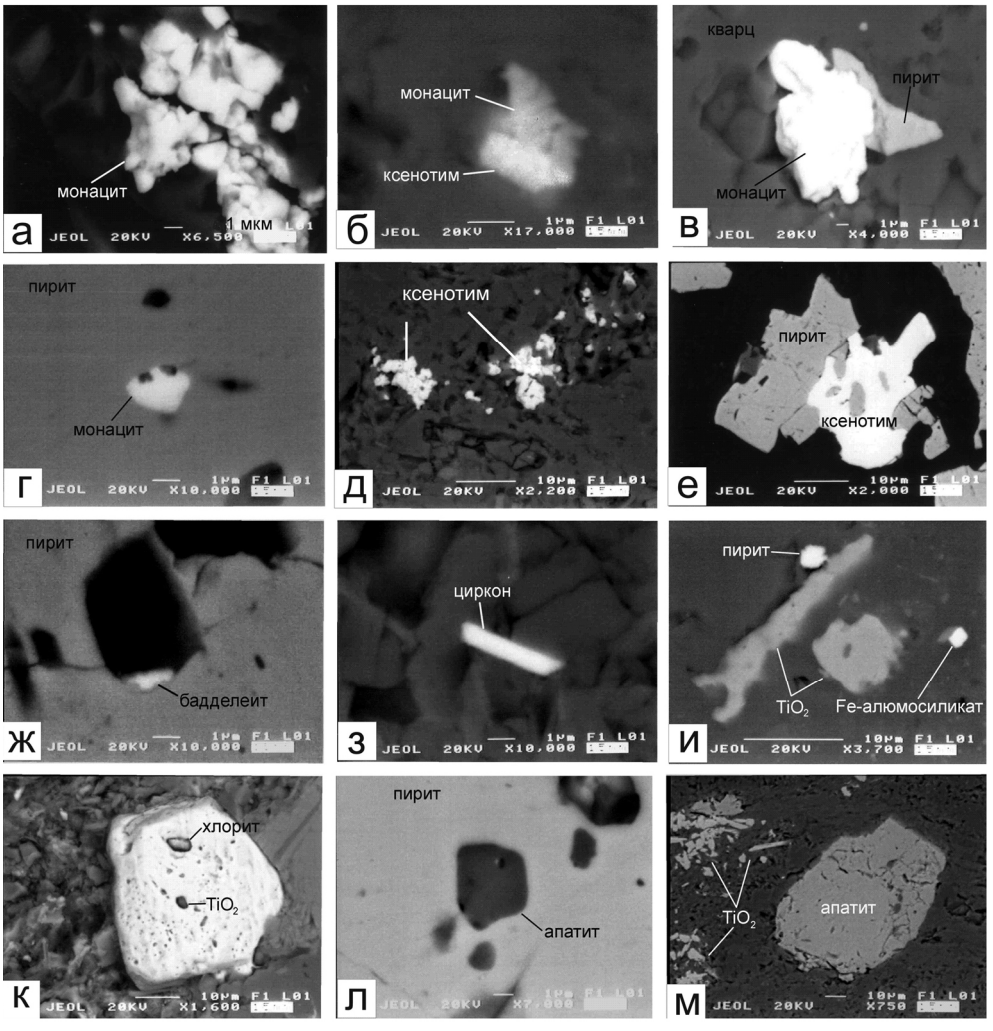

Рис. Микровключения в пирите и вмещающих породах: а – монацит в кварце, б – сросток монацита и ксенотима, в – сросток монацита и пирита, г – монацит в пирите, д – ксенотим с хлоритом, е – сросток ксенотима с пиритом, ж – бадделеит в пирите, з – циркон с хлоритом, и – рутил во вмещающей породе, к – рутил в пирите, л – апатит в пирите, м – апатит во вмещающей породе.

Анализ химического состава золота проводился в искусственном аншлифе в центре, краевой части и на поверхности выделений при изучении их морфологии. Основными элементами-примесями в золоте являются Ag и Hg. Содержание Ag колеблется в широких пределах – от 9.59 до 27.00 мас. % в центральной части зерен и от 11.28 до 27.34 мас. % по краю. На поверхности золотин разброс содержаний Ag составляет от 0.92 до 28.11 мас. %. Отмечается тенденция незначительного увеличения содержания Ag, т.е. понижение пробности, к краю золотин, что характерно

именно для коренного золота. Содержание Hg варьирует от 0.71 до 1.67 мас. %, при этом не наблюдается большого разброса значений в разных участках выделений. Примесь Cu в количестве от 0.59 до 3.84 мас. % установлена только в нескольких анализах, проведенных по поверхности зерен, и характерна для высокопробных участков.

Пробность золота варьирует в широких пределах от 735 до 889 ‰. Преобладает умеренно-высокопробное золото (800–899 ‰) – 94 %, в незначительном количестве присутствует относительно низкопробное (700–799 ‰) – 6 %, на поверхности встречаются отдельные высокопробные участки. Пробность золота по зернам и по их поверхности практически не отличается, за исключением небольших участков высокопробного золота вблизи скоплений гидроксидов железа, что также говорит о начальной стадии его гипергенного преобразования. Преобладает серебристое золото (70 %), значительно реже встречается серебристо-ртутистое (17 %), а изредка медистое и серебристо-медистое (8 и 4 % соответственно).

При электронно-микроскопическом изучении золотин обнаружены многочисленные включения других минералов на их поверхности, внутри зерен и в сростках с ними. Среди включений в самом золоте диагностированы халькопирит и арсенопирит, в сростке с ним – алланит. На поверхности золота установлены сульфиды (халькопирит), нерудные (альбит, слюды, оливин(?), гранат(?), кварц) и вторичные минералы (скородит, гидроксиды железа, арсенаты висмута и свинца).

Проведенные исследования показывают, что зоны пиритизации в докембрийских вулканогенно-осадочных породах южной части хребта Енганепэ характеризуются разнообразной полисульфидной, редкоземельной и благороднометальной микроминерализацией. Вопрос о сингенетичности пиритовой и нерудной минерализации не решен окончательно, но мы склоняемся к выводу, что данная микроассоциация обусловлена составом гидротермального раствора, т.к. для всех типов пород зоны она сохраняется неизменной. Благороднометальная минерализация относится к золото-сульфидному типу, а типоморфной особенностью золота является присутствие в нем примеси ртути.

Работа выполнена при поддержке проектов УрО и ДВО РАН № 12-С-5-1006, Президиума РАН № 12-Р-5-1027.

Литература

Ефанова Л. И., Симакова Ю. С., Артеева Т. А., Донцов А. Б. Мезозойско-кайнозойские коры выветривания на хребтах Манитанырд и Енганепэ // Геология европейского севера России. Сыктывкар, 2009. Сб.7. С. 29–38 (Тр. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 125).

Майорова Т. П., Устюгова К. С., Филиппов В. Н. Микроминерализация в зонах пиритизации докембрийских пород Енганепэйско-Манитанырдского золоторудного района и условия ее формирования (Полярный Урал) // Минералогические перспективы. Мат. междунар. минер. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 230–231.

Устюгова К. С. Микроассоциация сульфидов в зоне вкрапленной минерализации хребта Енганепэ (Полярный Урал) // Мат. II междунар. науч.-практ. конф. мол. уч. и спец., посв. пам. акад. А. П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 2011. С. 183–187.

В. В. Мурзин[1], Д. А. Варламов[2]
[1] – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
murzin@igg.uran.ru
[2] – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

Минералого-геохимические особенности золотого оруденения в метагипербазитах Сысертского метаморфического комплекса

Сысертский метаморфический комплекс на Среднем Урале является северной частью более протяженного Сысертско-Ильменогорского комплекса (СИК), представленного архей-протерозойским гнейсово-мигматитовым ядром и рифейским сланцевым обрамлением, к которым приурочены многочисленные тела ультрабазитов и ассоциирующих с ними габброидов. В ультрамафитах ядра и сланцевого обрамления локализованы проявления жильных карбонатитов с редкометально-редкоземельным оруденением, а в ультрамафитах обрамления, кроме того, золото-сульфидное и золото-сульфидно-магнетитовое оруденение [Левин и др., 2009].

Традиционно линзовидные тела ультраосновных пород сланцевого обрамления комплекса, контролирующиеся глубинными разломами, рассматриваются в составе рифейских рифтогенных офиолитов, претерпевших позднедокембрийский региональный зональный динамотермальный метаморфизм («сиалический плутонометаморфизм») и раннепалеозойский региональный кремнекислотный метасоматоз [Варлаков и др., 1998]. По этим представлениям в результате высокотемпературного метаморфизма гипербазиты, вместе с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами, были преобразованы, по мере понижения температуры, в оливин-энстатитовые, тальк-оливиновые, оливин-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты, а при метасоматозе возникли энстатитовые, антофиллитовые и тальк-карбонатные породы.

С проявлением динамотермального метаморфизма связывается образование золото-сульфидно-магнетитового оруденения Каганского месторождения, локализованного среди антигоритовых серпентинитов одноименного массива в Вишневогорском сегменте СИК. Минералого-геохимические особенности руд и метасоматитов этого месторождения приведены в наших ранних публикациях [Мурзин, Варламов, 2006; Мурзин и др., 2007]. Для них характерен ограниченный набор рудных элементов – Fe, Cu, Ni, Co, а из благородных металлов – Au, Ag и Pd. Спектр этих элементов нашел отражение в минералогии руд, в которых сульфиды образуют два парагенезиса – ранний, синхронный с отложением магнетита (халькопирит, пирротин, талнахит, кубанит, Cu-Co-Ni-содержащий макинавит) и поздний (халькопирит, борнит, пирротин, кобальтпентландит, железистый сфалерит). В составе обоих парагенезисов присутствуют частицы медьсодержащего самородного золота. Для Каганского месторождения предполагается метаморфогенное происхождение рудоносного флюида, образующегося при освобождении воды в процессе прогрессивного метаморфизма континентальных серпентинитов в окислительных условиях.

Объектом настоящего исследования стало Карасьевогорское золото-никель-кобальт-медное месторождения, расположенное в Сысертском сегменте СИК. Тела ультраосновных пород здесь претерпели интенсивный региональный кремнекислотный метасоматоз, наложенный на продукты динамотермального метаморфизма и практически нацело превращены в породы оливин-энстатитового, энстатит-тальк-

карбонат-антофиллитового, антофиллитового и, в меньшей степени, тремолитового, актинолитового, тальк-карбонатного состава [Левин и др., 2009].

Оруденение локализовано в антофиллитовых и тремолит-антофиллитовых метасоматитах и представлено массивными и вкрапленными сульфидными рудами. Массивные руды имеют ориентированно-полосчатую, пятнисто-полосчатую текстуру, обусловленную присутствием пятнообразных выделений пирита и прожилковидных выделений халькопирита. Массивные руды окаймляются зонами вкрапленных руд мощностью от 0.6 до 2.0 м. Содержание сульфидов во вкрапленных рудах уменьшается к периферийным частям залежи от 50–60 до 1–2 %, постепенно переходя в безрудные тальк-карбонат-антофиллитовые породы. По данным [Левин и др., 2009] в неокисленных рудах содержания Au составили 1.6–4.1 г/т, Ag – 24.3–33.0 г/т, Cu – 9.3–16.7 мас. %, Ni – 0.39–0.71 мас. %, о – 0.19–0.29 мас. %.

По данным ICP-MS анализа метасоматитов, руд и слагающих их минералов устанавливается следующий набор преимущественно халькофильных элементов, которые концентрируются в руде в количестве на порядок и более по отношению к метасоматиту – Cu, Ni, Co, Zn, Ti, V, Mo, Se, Te, Cd, Sn, Hg, Bi, Ag, Au, Pd, Rh и U. Для большинства из них зафиксированы собственные минералы-концентраторы. В метасоматите концентрируются литофильные элементы Li, B, Na, Mg, Si, K, Rb, Ca, Mn, Sr, Y и Ba, носителями которых являются амфиболы и карбонаты.

Редкоземельные элементы в рудах и метасоматитах характеризуются невысоким суммарным содержанием относительно хондритового уровня, что подчеркивает апоультрабазитовую природу рудно-метасоматических образований.

Тренды распределения хондрит-нормализанных содержаний РЗЭ носят пологий характер и имеют в различной степени проявленную отрицательную европиевую аномалию (рис.). Европиевая аномалия не проявлена в доломите, в тремолите она более сильная, нежели в антофиллите. Для сплошной сульфидной руды отмечается сильно выраженная положительная цериевая аномалия пока неясного происхождения.

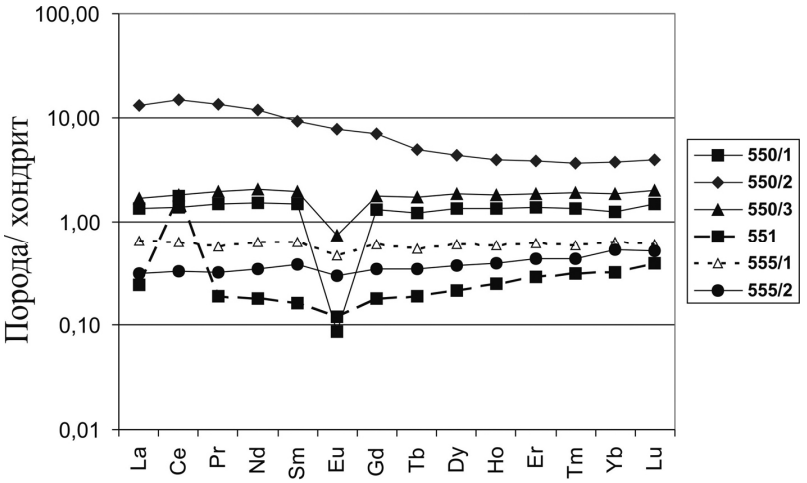

Рис. Хондрит-нормализованные тренды распределения РЗЭ в рудах и метасоматитах Карасьевогорского месторождения.

550 – тремолит-антофиллит-карбонатный метасоматит (1 – порода, 2 – доломит, 3 – тремолит); 551 – сульфидная руда; 555 – антофиллит-доломитовый метасоматит (1 – порода, 2 – антофиллит).

Отмечается более высокий уровень концентраций РЗЭ в амфибол-карбонатном метасоматите надрудной зоны (сумма РЗЭ = 3.5–25.7 г/т) (амфибол представлен преимущественно тремолитом) по отношению к метасоматиту подрудной и рудной части (сумма РЗЭ = 0.3–1.6 г/т) (амфибол представлен преимущественно антофиллитом). При этом РЗЭ, особенно тяжелые, максимально концентрируются в доломите.

Неоруденелый надрудный серпентинит содержит рассеянную вкрапленность сульфидов в количестве, не превышающем 1–2 об. %, представленных срастаниями частиц пирротина, пентландита и небольшого количества халькопирита. Пентландит содержит 1.6–1.8 мас. % Co, а пирротин – 0.2–0.3 мас. % Ni. Пентландит частично замещается виоларитом.

Околорудный метасоматит сложен преимущественно тремолитом (Mg/Mg+Fe = 0.92–0.94) и антофиллитом (Mg/Mg+Fe = 0.80–0.86). В меньшей степени в нем присутствует карбонат (доломит-анкерит, магнезит), хлорит (хромсодержащие клинохлор и пеннин), тальк, сульфиды (не более 1 об. %). Содержание Cr_2O_3 в хлорите варьирует от 0.7 до 3.5 мас. %. Рудные минералы метасоматита – редкие кристаллики хромшпинелида (содержит до 3.3 мас. % ZnO, до 1 мас. % MnO, TiO_2 и V_2O_5) и сульфиды железа и никеля двух парагенетических ассоциаций – халькопирит, пирротин, пентландит и полидимит (ранний парагенезис) и медьсодержащий виоларит, и Ni(Co)-содержащий пирит по пентландиту (поздний парагенезис).

Сульфидные руды имеют преимущественно вкрапленную текстуру. Цементирующая сульфиды масса сложена антофиллитом, хлоритом и карбонатом (сидеритом, содержащим до 2.7 мас. % CaO и до 3.2 мас. % MgO). Основные сульфидные минералы руды – пирит, халькопирит и кубанит. Пирит – ранний сульфид, активно замещающийся хлоритом, сидеритом, марказитом, халькопиритом, кубанитом. В позднем парагенезисе присутствует ильменит, а также целый ряд акцессорных минералов – никельсодежащий пирит, пирротин, кобальтсодержащий пентландит, аргентопентландит, сфалерит, самородные золото и висмут, висмутин, молибденит, уранинит, Cl-апатит, теллуриды и селениды Bi и Ag (гессит Ag_2Te, теллуровисмутит Bi_2Te_3, пильзенит Bi_4Te_3, цумоит $BiTe$, науманнит Ag_2Se), в виде выделений размером, как правило, не более 5–10 мкм. Ильменит содержит 7–9 % гейкелитового компонента, 2–3 % пирофанитового и не более 2 % гематитового. Выделения никельсодержащего пирротина (7.5 мас. % Ni), кобальтсодержащего пентландита (14–17 мас. % Co) и аргентопентландита имеют неправильные или угловатые формы, как правило, локализуются в сульфидах меди – халькопирите и кубаните. Апатит образует кристаллики размером не более 10 мкм среди цементирующей сульфиды массы нерудных минералов, а также присутствует в виде сростков с хлоритом в халькопирите. Химический состав, определенный в одном из зерен апатита, указывает на его принадлежность к хлорапатиту (мас. %): CaO 54.06, SrO 0.09, FeO 0.14, Y_2O_3 0.94, P_2O_5 40.54, Cl 2.68, F 1.84, SO_3 0.31.

Частицы самородного золота располагаются преимущественно в сидерит-хлоритовой массе, цементирующей агрегаты амфибола. Для них характерны высокие содержания серебра и низкая пробность (483–656 ‰) (табл.). Примесь меди, в отличие от самородного золота Каганского месторождения, не зафиксирована. В аналогичной самородному золоту позиции локализуются кристалы уранинита с примесями (мас. %): ThO_2 2.8–3.7, FeO 1.2–1.6, PbO 3.6–3.8.

Таким образом, несмотря на сходную благороднометальную специализацию руд, сформированных при метаморфизме и метасоматозе рифейских ультраосновных пород СИК, геохимический спектр рудных элементов в них различен. Для сульфидно-

Таблица

Химический состав золота из руд Карасьевогорского проявления, мас. %

№ зерен	Au	Ag	Hg	Сумма	Проба
554/1*	58.38	39.92	0.00	98.30	594
554/2*	65.04	34.13	0.03	99.20	656
551/28	47.45	50.80	0.00	98.25	483

Примечание. Анализы выполнены на волновом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5a (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Содержания Cu и Pd – ниже чувствительности метода (0.03 мас. %).

магнетитовых руд спектр ограничен Fe, Cu, Ni и Co, в то время как в сульфидных рудах Карасьевогорского месторождения он значительно более широк – Fe, Cu, Ni, Co, Ti, P, Zn, Au, Ag, Bi, U, Mo, Te, Se и отвечает элементам гипербазитового, базитового и гранитоидного профилей. Зафиксированы также признаки более позднего отложения сульфидных минералов и уранинита по отношению к антофиллиту, что свидетельствует об их наложенном характере.

Исследования осуществлялись при поддержке РФФИ (грант № 12-05-00734-а) на базе коллекции образцов и проб, а также фондовых материалов, любезно предоставленных авторам Ю. А. Волченко. Авторы также благодарны С. И. Нестеровой, оказавшей активное содействие при подготовке статьи.

Литература

Варлаков А. С., Кузнецов Г. П., Кораблев Г. Г., Муркин В. П. Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 195 с.

Левин В. Я., Золоев К. К., Сергеев Н. С., Самков В. С. Допалеозойские ультрабазиты и связанное с ними оруденение Сысертско-Ильменогорского комплекса // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат. III междунар. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 13–16.

Мурзин В. В., Варламов Д. А. Благородные металлы в магнетитовых рудах Каганского массива ультраосновных пород на Южном Урале // Ежегодник-2005. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 379–381.

Мурзин В. В., Варламов Д. А., Шанина С. Н. Новые данные о золото-антигоритовой формации Урала // Доклады АН. 2007. Т. 417. № 6. С. 810–813.

М. Ю. Ровнушкин, О. Б. Азовскова
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
rovn@list.ru

Органическое вещество брекчированных руд Воронцовского золоторудного месторождения, Урал

Широко известный в мировой литературе «карлинский» («невадийский») золото-ртутно-мышьяковый тип месторождений является одним из ведущих в мире как по запасам золота, так и по количеству объектов. Основная часть месторождений

этого типа расположена на территории США (Карлин, Кортец, Гетчелл, Белл, Нокс-вилл, Нью-Идрия); известны объекты, отнесенные к этому типу в Канаде, Китае, Перу, Югославии, Австралии, Филиппинах, Греции, Турции, России. Характерными особенностями золотого оруденения данного типа являются приуроченность к фронтальным частям крупных надвигов среди карбонатных и кремнисто-карбонатных пород, наличие золото-сульфидной минерализации, представленной тонкозернистыми сульфидами с субмикронным или изоморфным золотом, золото-ртутно-таллиево-мышьяковый геохимический спектр руд, наличие зон повышенной проницаемости (брекчирования и катаклаза), аргиллизитовый тип околорудного метасоматоза и ряд других. Помимо этого, в ряде зарубежных исследований, посвященных минералогии месторождений этого типа, в качестве одного из компонентов руд указывается рассеянное органическое вещество (РОВ) [Radtke, 1985; Radtke, Scheiner, 1970; Li, Peters, 1998; Almrdia et al., 2010] и обращается внимание на его возможную взаимосвязь с золотым оруденением. В то же время, почти нигде не установлены четкие параметры количественных взаимоотношений рудных компонентов с концентрациями органического углерода и вещественным составом РОВ.

Так, К. М. Алмейда с соавторами [Almeida et al., 2010], рассматривая минералого-геохимические особенности руд южного фланга рудного поля Голдстрайк, зафиксировал максимальные количества ОВ в одном из типов руд в количестве от 7 до 13 мас. %, причем корреляционная зависимость этого показателя от содержаний золота выявлена не была. На некоторых подобных объектах КНР в брекчированных рудах установлены содержания ОВ от 0.05 % до 0.11 % и 1–2 %, причем концентрации золота в собственно ОВ могут варьировать от 0.23 % до 4.6 % [Li, 1998]. Содержания ОВ на эталонном месторождении Карлин варьируют от 0.5–0.6 % для «нормальных» неокисленных руд и до 6 % в тонкопластинчатом карбонатном материале [Radtke, 1985].

Воронцовское золоторудное месторождение, отрабатываемое в настоящий момент открытым способом, по объему запасов относится к классу крупных. По ряду геолого-геохимических параметров, это месторождение многими исследователями также отнесено к «карлинскому» типу, на что указывает как его структурно-геологическая позиция, так и геохимические особенности оруденения [Мурзин и др., 2010]. В числе прочего, в цементе брекчированных карбонатных руд месторождения, обычно несущих богатую рудную минерализацию, зафиксированы и повышенные содержания ОВ [Рахов, 1998; Азовскова и др., 2011].

Цемент брекчий изучался как на материале керна разведочных скважин с разных горизонтов месторождения, так и в образцах, отобранных с бортов действующего карьера преимущественно в пределах контуров рудных тел. Полученные нами результаты позволили существенно дополнить ранее известные данные [Рахов, 1998] об особенностях ОВ и его распределении в цементе брекчированных известковистых руд месторождения, обобщенные характеристики которого приведены ниже.

Структура цемента брекчированных руд микрозернистая, неравномернозернистая, минеральные фазы макроскопически (а часто – и микроскопически) не идентифицируются; обломочный материал в брекчиях представлен мелко-микрозернистым известняком белого и серого цвета размером от первых миллиметров до сантиметра и более в поперечнике. Текстура цемента брекчий часто имеет выраженную слоистость, причем наблюдается чередование слоев с обильной сульфидной минерализацией со слоями, сложенными преимущественно карбонатным материалом. РОВ в брекчиях тонкодисперсное, часто образует неправильной формы сгустки до 0.3 мм в поперечнике.

По данным рентгенофазового (дифрактометр XRD-7000) и термического (дериватограф Diamond TG/DTA) анализов, цемент брекчий характеризуется многокомпонентным составом. Наибольшее развитие здесь получили карбонаты – кальцит и доломит (от 5 до 80 %). Количество сульфидов в цементе также весьма изменчиво – от первых процентов до 30 %; они представлены преимущественно пиритом и арсенопиритом, реже – халькопиритом. В отдельных пробах отмечено присутствие кварца – до 10 %, хлорита и каолинита – до 10 %, серпентина – 5 %, а также слюды и гидрослюды. Количество ОВ варьирует в материале цемента от 0.1 до 1 %. Цвет цемента, как правило, серый и темно-серый, реже – светло-серый, встречаются буроватые и грязно-вишневые разности.

Результаты термического анализа, минераграфических исследований и данные прошлых лет [Рахов, 1999] свидетельствуют об отсутствии в составе РОВ на Воронцовском месторождении фаз свободного углерода (графит, углистое вещество); также не обнаружены твердые битумы антраксолитового и керитового ряда. По данным термического анализа ОВ во всех пробах относится к одному типу и соответствует низшим-средним керитам, а степень его изменения (метаморфизованности) сопоставима с фацией регионального эпигенеза, т.е. практически не выражена, что показывают температуры начала выгорания ~200 °С. Общее содержание $C_{орг}$ в проанализированных пробах не превышает 1 мас. %, а количество экстрагированных растворимых битумов, определенных с помощью камеры Сокслета, варьирует от 23 до 132 мг/кг.

Результаты ИК-спектроскопии (спектрометр «Nikolet 6700») отражают вещественный состав растворимых битумов (рис. 1). Интенсивность полос соответствует относительным содержаниям тех или иных характерных групп в каждой пробе. Полосы различной интенсивности на спектрограммах соответствуют присутствию в составе органического вещества алифатических углеводородов (2800–3000 и 1300–1500 $см^{-1}$), спиртов и сложных эфиров (1000–1300 $см^{-1}$), карбоксильных групп, вероятно, свидетельствующих о присутствии высших органических кислот (3300–3400 $см^{-1}$) и ряда других сложных соединений. Анализ результатов ИК-спектроскопии показал, что во всех пробах преобладают углеводороды алифатического ряда, а вариации в составе битумоидов определяются, в основном, присутствием различных кислородсодержащих комплексов.

Исследованиями плоскополированных шлифов на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV были установлены следующие характеристики ОВ: форма выделений – от округлой либо неправильной изометрической до неизометрической, вытянутой (рис. 2а). Размеры редко превышают 50 мкм. На картах распределения С (рис. 2б) ОВ отчетливо диагностируется на фоне общего углеродного напыления в виде более ярких областей. На картах распределения Са (рис. 2в) ОВ проявляется в виде пониженных содержаний (более темными областями). Отчетливая приуроченность ОВ к сульфидной минерализации либо к проявлениям микродислокаций пока не установлена: ОВ может быть как рассеянным в составе цемента, так и концентрироваться возле отдельных скоплений пирита, их пространственная взаимосвязь требует дополнительного изучения. По составу ОВ предварительно можно классифицировать на две разности – без азота и азотосодержащие. Следует отметить, что ранее [Азовскова и др., 2011] также было выявлено присутствие аминогруппы ($-NH_3$) в составе растворимых битумов, экстрагированных из метасоматита по вулканогенно-осадочной породе месторождения. Наличие азотистых соединений в составе ОВ характеризует более восстановительные условия среды.

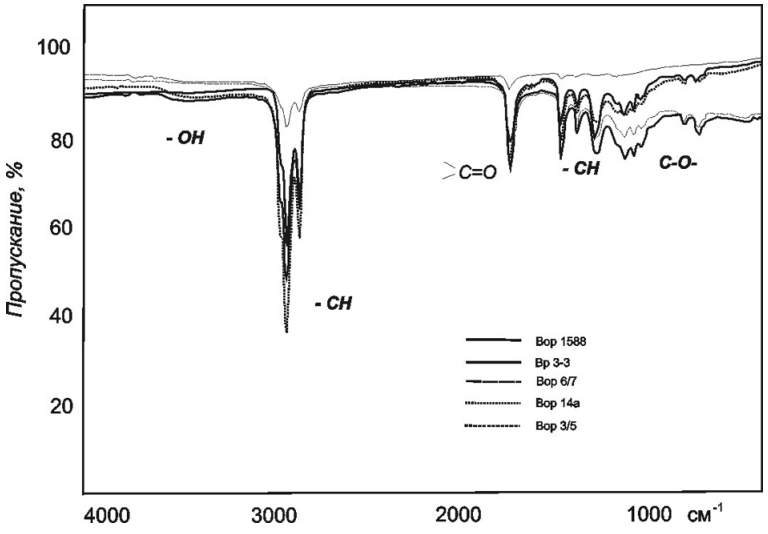

Рис. 1. Вещественный состав битумоидов из цемента известковых брекчий Воронцовского месторождения (данные ИК-спектрометрии).

Таким образом, в результате проведенных исследований был уточнен минералогический состав цемента брекчий, выявлены основные типоморфные характеристики ОВ, определены его содержания, стадия преобразования и состав. Вопрос же об источнике углерода (первично-осадочный, эндогенный, микстогенетический, миграционные формы и др.), формах и характере участия ОВ в рудно-метасоматических процессах в настоящий момент остается открытым и требует более детального изучения. Немногочисленные опубликованные результаты полевых изысканий и экспериментальные данные свидетельствуют об активной роли органики в переносе и концентрации рудных компонентов и о значительном влиянии даже небольших ее количеств на физико-химические параметры системы. Отметим лишь, что на Урале ранее были установлены проявления углеродистого метасоматоза и углеродизации в зонах крупных долгоживущих разломных структур, выявлена связь этих процессов с золотым оруденением.

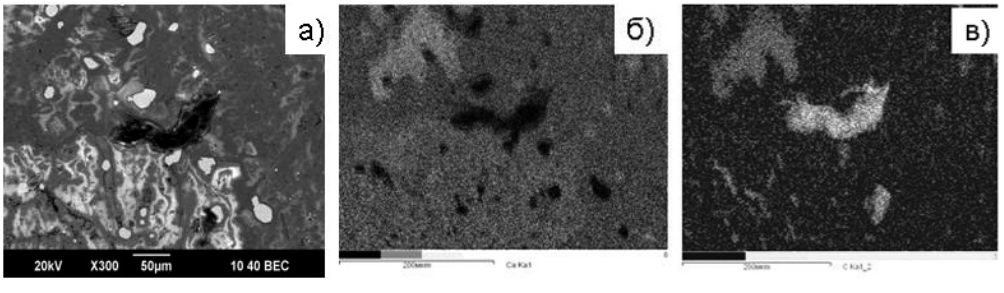

Рис. 2. Включение ОВ в сложносоставном материале цемента брекчии (обр. 347/47,5; Au = 22.1 г/т): а) BSE, б) на карте распределения углерода и в) на карте распределения кальция.

Все вышеизложенное определяет актуальность исследований органического вещества тектонически ослабленных зон в пределах рудных полей и месторождений. Дальнейшее изучение его вещественного состава на разных уровнях, выявление возможных закономерностей распространения ОВ поможет определению специфических особенностей его участия в рудно-метасоматических процессах.

Литература

Азовскова О. Б., Ровнушкин М. Ю., Корякова О. В., Янченко М. Ю. Органическое вещество в рудах и вмещающих породах Воронцовского месторождения // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 46–51.

Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66–73.

Рахов Е. В. Органическое вещество рудоносных брекчий Воронцовского золоторудного месторождения на Северном Урале // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 67–68.

Radtke A. S., Scheiner B. J. Studies of hydrothermal gold deposition (I), Carlin gold deposit, Nevada: The role of carbonaceous materials in gold deposition // Economic Geology. 1970. Vol. 65. P. 87–102.

Radtke A. S. Geology of the Carlin deposit, Nevada // United States Geological Survey Professional Paper 1267, 1985. 124 p.

Li Z., Peters S. G. Comparative geology and geochemistry of sedimentary-rock hosted (Carlin-type) gold deposits in the People's Republic of China and in Nevada, USA: USGS open file report 98–466. 1998,

Almeida C. M., Olivo G. R., Chouinard A. et al. Mineral paragenesis, alteration, and geochemistry of the two types of gold ore and the host rocks from the Carlin-Type deposits in the southern part of the Goldstrike Property, Northern Nevada: Implications for Sources of Ore-Forming Elements // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 971–1004.

К. А. Новоселов[1], Е. В. Белогуб[1], О. С. Ермолина[1], А. Б. Михайлов[2]

[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

const@ilmeny.ac.ru

[2] – Компания «Mineral Exploration Network Ltd», Финляндия

[3] – Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс

Золотое оруденение зеленокаменного пояса Кухмо (Восточная Финляндия)

Введение. Металлогенический потенциал зеленокаменных поясов, прежде всего, связан с колчеданными месторождениями, никелевым оруденением в коматиитах и золотым оруденением орогенного (мезотермального) типа. К последнему относятся структурно-контролируемые эпигентические месторождения и проявления золота, локализованные в деформированных и метаморфизованных террейнах [Dube, Gosselin, 2007]. Наиболее известными примерами, характеризующими данный тип оруденения, являются многочисленные месторождения Канадского щита (провинции Абитиби, Супериор), Западной Австралии (провинция Мурчисон) и др.

Золотоносность зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита изучена относительно слабо. Активизация поисков золота здесь началась в последней четверти 20 в. в связи с ростом цен на золото. В основе работы лежат материалы, полученные при ревизии керна скважин известных проявлений по заказу компании «Mineral Exploration Network Ltd» (Финляндия). Цель работ – характеристика вещественных комплексов, сопровождающих золоторудную минерализацию зеленокаменного пояса Кухмо.

Геологическое строение зеленокаменного пояса Кухмо. Фенноскандинавский щит подразделяется на три домена: Архейский, Свекофеннский и Готский. Пояс Кухмо, являющийся частью зеленокаменного комплекса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми, расположен в пределах Архейского домена субмеридионального простирания. Выделяется несколько этапов деформаций и метаморфизма, последний из которых имеет протерозойский возраст.

Пояс Кухмо сложен метаморфизованными вулканитами, стратиграфическая последовательность которых незначительно различается в разных частях пояса. Обрамлением служат породы гранито-гнейсового комплекса, в которых сохранились реликты метаморфизованных Fe-толеитовых базальтов, преобразованных в полосчатые мигматизированные амфиболиты [Papunen et al., 1998; 2009]. Именно эти реликты являются старейшей стратиграфической единицей в районе. Их возраст оценивается как 3100–2900 млн лет.

Основание зеленокаменного комплекса представлено вулканогенными породами (2810–2790 млн лет) бимодальной серии. Эти породы перекрываются толеитовыми базальтами, обычно представленными пиллоу-лавами с прослоями железистых кварцитов типа Алгома. Стратиграфически выше во всех частях пояса залегают коматиитовые лавы. Выше наблюдается базальтовый комплекс, вмещающий тонкие прослои коматиитов. Местами основные и ультраосновные породы перекрываются вулканогенными конгломератами с обломками кислого-основного известково-щелочного состава. Завершают разрез пелитовые осадки и кварциты с участками конгломератов [Papunen et al., 1998; 2009].

Породы инъецированы архейскими гранитоидами. Наиболее ранние (2740–2720 млн лет) – дайки тонкозернистых тоналит-гранодиоритов. Более поздние дайки гранитов имеют возраст 2710–2690 млн лет и 2680 млн лет. Раннепротерозойские граниты рапакиви (2450–2400 млн лет) формируют батолиты. Архейский комплекс пересекают многочисленные дайки основного состава протерозойского возраста: бонинитов (2450 млн лет) толеитов и Fe-толеитов (2200 млн лет).

Золоторудные проявления. В поясе Кухмо известно 15 рудопроявлений золота, в том числе Йосиярви, Пиилола, Муйесуо, Хеттеила, на которых нами были проведены работы.

Рудопроявление Йосиярви вмещается апотуффитовыми кристаллическими сланцами биотитового и мусковит-биотитового состава с послойной вкрапленностью пирротина. Участками наблюдаются прослои пирротиновых руд с цементной текстурой. Падение пород моноклинальное без ярко выраженной тектонической нарушенности. Содержания золота в наиболее продуктивном пересечении в пределах трехметрового интервала составляют 1440–3820 мг/т [Tenhola, Niskanen, 2001]. Рудные минералы представлены пирротином с единичными выделениями халькопирита, сфалерита, пентландита, пирита. В протолочках установлено свободное золото. Золотины размером не более 0.15 мм имеют изометричную изогнутую форму. В качестве примесей в составе золота присутствуют серебро и медь.

Золотоносные зоны характеризуются повышенными содержаниями мышьяка. Для пачки рудовмещающих сланцев средние содержания мышьяка составляют 293 мг/т при стандартном отклонении 185. Средние содержания теллура для той же выборки составляют 0.11 мг/т при стандартном отклонении 0.05 мг/т. Однако коэффициент корреляции связи золота с мышьяком (+0.50) и теллуром (+0.10) незначимый.

На р*удопроявлении Пиилола* золоторудная минерализация приурочена в контактовой зоне между пачкой слюдистых сланцев и метаграувакк с гранитогнейсами. В целом, западная часть участка имеет моноклинальное строение с восточным падением. В центральной части участка залегание пород нарушено многочисленными жилами гранитов, зонами гранитизации и милонитизации. В северной части участка (Ликасуо) распространены тела скарнов.

Наиболее высокие содержания золота в известных пересечениях составляют (г/т) 17.3 (проба длиной 0.5 м), 7.5, 6.6, 4.3 и 3.8 в керновых пробах длиной 1 м [Pietikainen et al., 2006]. Продуктивные на золото зоны приурочены к слюдистым сланцам с невыдержанными элементами залегания, заключенным между крупными жилами гранитов. Повышенные содержания золота ассоциируют с сульфидной минерализацией, но иногда участки с повышенными концентрациями сульфидов пустые в отношении золота.

Сульфиды представлены преимущественно пирротиновой и пирротин-арсенопиритовой ассоциациями. В продуктивной ассоциации также присутствуют халькопирит, пирит, сфалерит, золото и самородный висмут. Включения золота в арсенопирите достигают 70–80 мкм. Свободное золото имеет изометричную и удлиненную форму и размеры от 0.09 до 0.30 мм. Иногда золото образует сростки с самородным висмутом [Ермолина, Новоселов, 2011]. В минерализованных породах золото коррелирует с мышьяком и незначительно – с теллуром.

Участок *рудопроявления Муйесуо* характеризуется переслаиванием метаморфизованных пород основного и ультраосновного состава, которые многократно чередуются в разрезе и часто не увязываются друг с другом в соседних скважинах. Залегание пород моноклинальное, близкое к вертикальному с варьирующим падением. В западной части участка распространены гранитоидные породы, в центральной и восточной частях инъекции гранитоидов маломощные, встречаются кварцевые жилы. Повышенные содержания золота (до 9 г/т в пересечении 1 м) приурочены к кварцевым жилам и зонам окварцевания в метабазальтах.

В геологическом строении принимают участие метаультрабазиты (тремолитовые, тальк-карбонатные, хлорит-тремолитовые породы, как правило, рассланцованные), метабазиты (актинолитовые, актинолит-биотитовые, актинолит-хлоритовые сланцы), граниты и пегматоидные граниты, распространены жилы кварца и кальцита. Сульфидная минерализация (пирротин, пирит, халькопирит) приурочена к метабазитам в зонах окварцевания, развития карбонатных жил и на контактах с гранитоидами. Повышенные концентрации золота наблюдаются в незначительно окварцованных актинолит-биотитовых апобазитовых сланцах. Следует отметить, что зоны с повышенными содержаниями золота макроскопически не отличаются от безрудных. Наличие сульфидной минерализации или кварцевых жил не является достаточным.

Рудопроявление Хеттеила локализовано в сульфидизированных гранат-амфиболовых породах и полосчатых амфиболитах в толще метаосадочных пород и метавулканитов толеитового до коматиитового состава. Содержания золота достигают 1.6 г/т и приурочены к пачке полосчатых амфиболитов. Вмещающие породы представлены биотит-актинолитовыми, гранат-биотит-актинолитовыми, гранат-био-

титовыми сланцами и амфиболитами, которые инъецированы жилами гранитоидов. В толще кристаллических сланцев отмечаются невыдержанные тела амфиболитов с пятнистой текстурой. Падение пород восточное под углом 30–40?. Маркирующее значение имеет горизонт гранат-актинолитовых пород мощностью первые метры. Среди биотит-актинолитовых сланцев встречаются участки, обогащенные гранатом, которые можно трактовать как гранатовые бластомилониты. Тектонический контроль этих зон подчеркнут развитием очковых, линзовидных текстур и пониженной механической прочностью пород. Гранат-актинолитовые породы обогащены сульфидами железа, которые образуют невыдержанные линзовидные зоны, а также ассоциируют с послойными и секущими кварцевыми прожилками. Продуктивные на золото зоны ассоциируют с гранат-актинолитовыми породами, обогащенными сульфидами, и смежными с ними кристаллическими сланцами.

Рудные минералы представлены пирротином, пиритом, магнетитом, пентландитом, ильменитом, золотом, висмутом и теллуридами висмута. Золото образует включения в магнетите и свободные зерна. Размер золотин не превышает 30 мкм. Характерно образование сростков с висмутом. В составе золота присутствуют серебро и медь.

Заключение. Таким образом, рудопроявления золота в поясе Кухмо разнообразны по вмещающим породам и минеральному составу продуктивных зон. Вмещающие породы представлены метавулканитами основного и ультраосновного состава (Муйесуо), полосчатыми амфиболитами (Хеттеила), метатуффитами (Йосиярви), слюдистыми сланцами (Пиилола). Уровень метаморфизма вмещающих пород переходный от фации зеленых сланцев к амфиболитовой.

Для минерализованных зон, продуктивных на золото, характерно повсеместное присутствие пирротина, который наблюдается как послойная вкрапленность, цемент в брекчиевидных рудах и гнезда в кварцевых прожилках. Реже встречается пирит. Арсенопирит образует видимые агрегатные скопления крайне редко. Повышенное содержание мышьяка в обогащенных золотом интервалах указывает на более широкое распространение этого минерала. Халькопирит и сфалерит имеют резко подчиненное значение. Самородное золото наблюдалось в рудах рудопроявлений Пиилола, Йосиярви, Муйесуо и Хеттеила. В ассоциации с золотом установлены минералы висмута.

Для района наиболее типична геохимическая ассоциация золота с мышьяком. Однако корреляция не всегда подтверждается при анализе частных выборок для отдельных золотосодержащих пачек. Намечается геохимическая связь золота с теллуром. Наблюдаемые различия в минерализации на рассмотренных рудопроявлениях связаны, вероятно, с разнообразием пород субстрата, а также степенью их преобразований.

Работы поддержаны компанией «Mineral Exploration Network Ltd» (Финляндия) и грантом УрО РАН для молодых ученых (рук. О. С. Ермолина).

Литература

Ермолина О. С., Новоселов К. А. Золотосодержащая минеральная ассоциация рудопроявления Пиилола (Восточная Финляндия) // Уральская минералогическая школа–2011. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 66–68.

Dube B., Gosselin P. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits // Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological

Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 2007. №. 5. P. 49–73.

Papunen H., Halkoaho T., Liimatainen J., Tulenheimo T. Komatiite geology of the Siivikkovaara and Kellojarvi areas of the Kuhmo greenstone belt, 1998.

Papunen H., Halkoaho T., Luukkonen E. Archaean evolution of the Tipasjarvi-Kuhmo-Suomussalmi greenstone complex, Finland // Geological Survey of Finland, Bulletin 403. Espoo: GTK, 2009. 68 p.

Pietikainen K., Hartikainen A., Niskanen M. Tutkimustyoselostus Kuhmon kaupungin pohjoisosassa sijaitsevasta valtauksesta Piilola1 (Kaiv. RN:o 7659/1), 2006.

Tenhola M., Niskanen M. Tutkimustyoselostus Kuhmon kaupungissa valtausalueilla Aitto 1 (Kaivosrekisteri No 5032/1), Mujesuo 1 (Kaivosrekisteri No 5412/1), Jousijarvi 1 (Kaivosrekisteri No 5333/1) seka Harmakangas 1 (Kaivosrekisteri No 6108/1) suoritetuista kulta- ja sinkkimalmit, 2001.

А. И. Голубев
Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
golybev@krc.karelia.ru

Комплексные благороднометальные месторождения Онежского рудного района Карелии

Онежская структура размещается в пределах юго-восточной части Карельского сегмента зоны грабеновых впадин Карельско-Лапландской рифтогенной системы [Рыбаков и др., 1999]. Ее образование обусловлено формированием в нижнепротерозойский период рифтовой зоны, охватывающей по времени Карельский тектоно-магматический цикл 2500–1950 млн. лет. Появление и развитие Онежской структуры неразрывно связано с образованием нижнепротерозойского Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия (первый этап развития рифта), обусловленного всплыванием астеносферного выступа аномальной мантии с центром в районе оз. Водлозеро, что косвенно подтверждается наличием гравитационного максимума силы тяжести. Формирование свода сопровождается появлением зоны растяжения клиновидной формы протяженностью около 500 км, ограниченной транскоровыми разломами, один из которых совпадает с границей Беломорской коллизионной зоны.

Для раннего протерозоя рассматривается вариант развития внутриплитного континентального («рассеянного») рифтогенеза. Предложена модель сводообразного поднятия и охарактеризованы этапы ее развития на примере Онежской структуры. Согласно принятой схеме, процесс растяжения (рифтообразования) является следствием воздымания астеносферы и формирования свода, обусловленных дегазацией ядра, носившей массовый характер на границе архея и протерозоя. Астеносферное поднятие, вызванное процессами дегазации ядра и мантии, сопровождается интенсивным и длительно живущим флюидопотоком, повышенным температурным градиентом. Этапу сводообразования (внедрение расслоенных интрузий) сопутствует привнос калия, этапу прогибания (развитие брахиформ с трапповым магматизмом) – преимущественно углеводородов, транспортирующих широкий комплекс рудных элементов – V, U, Mo, БМ и др. [Трофимов, Голубев, 2000].

Онежский рудный район представляет собой уникальный объект, как в смысле геологического строения, так и по насыщенности минеральными месторождениями различного генезиса. В его пределах решаются фундаментальные проблемы стратиграфии и геохронологии позднего архея и протерозоя, геодинамических режимов формирования структур подобного рода, процессов рудогенеза в раннедокембрийских бассейнах седиментации и вулканизма в связи с основным, средним и кислым магматизмом и последующим метаморфизмом и метасоматозом. Необходимость его исследования очевидна, тем более что в последние годы появились новые геохимические подходы к выделению стратиграфических уровней в раннем докембрии, которые в ряде случаев становятся доминирующими. Кроме того, Онежский рудный район является уникальным мировым объектом по масштабам и уровню концентраций восстановленных форм углерода (преимущественно в виде шунгита) в раннем протерозое, отражающим интенсивность и длительность процесса флюидопереноса рудогенных компонентов, сопровождаемого трапповым магматизмом, и развивающимся в совокупности как единая трапповая углерод-аккумулирующая система. С ней связано комплексное благороднометальное оруденение нескольких рудно-формационных типов: полигенного черносланцевого Cu-U-Mo-V (падминский тип с прогнозными ресурсами – 100 т МПГ, 70 т Au, V и др.), титаномагнетитового – Ti-V-Fe-Cu – субвулканические интрузии в бортах структуры (пудожгорский тип – 370 т МПГ и 160 т Au). В неэродированной центральной части структуры прогнозируется сульфидный Cu-Ni с МПГ (печенгский) или малосульфидный (норильский) типы в связи с гипабиссальными дифференцированными базит-гипербазитовыми интрузиями. С расслоенным Бураковским массивом связано хромитовое оруденение с благороднометальной специализацией, измененные ультраосновные породы (кеместиты и др.), малосульфидный тип с ресурсами МПГ+Au – 1300 т [Металлогения..., 1999].

Согласно разработанной классификации рудно-формационных типов платиноносных объектов Республики Карелия, они объединяются в два класса: полигенные проявления (черносланцевая формация) и эндогенные, состоящие из двух групп – собственно магматической и постмагматической. Ведущая роль при этом принадлежит собственно магматической группе. В ней выделено три подгруппы – малосульфидная платинометальная и платиносодержащая хромитовая и титаномагнетитовая (табл.).

Ранее разновидности платинометальной минерализации, связанные с титаномагнетитовыми и хромитовыми рудами, нами относились к окисному малосульфидному типу, чем они фактически и являются, ибо минералы платиновых металлов (Pt и Pd) образуют единый парагенезис с сульфидной ассоциацией. Выделение хромитового и титаномагнетитового типов в отдельные подгруппы обоснованно, т. к. платинометальное оруденение является сопутствующим, редко образует самостоятельные промышленно значимые содержания и связано с ним при отработке единой технологической схемой. [Лавров и др., 2006; Трофимов, Голубев, 2008].

Постмагматическая группа подразделяется на две подгруппы – сульфидную платиноидно-медно-никелевую и платиноидносодержащую с очень дорогостоящим радиогенным изотопом ^{187}Os в молибдените. Класс полигенных проявлений в настоящее время изучен слабо. Пока надежно в нем выделяется для нижнего протерозоя подгруппа платинометальная в углеродистых сланцах и битумно-карбонатно-сульфидных, карбонатно-слюдистых и кварц-альбит-карбонатных метосоматитах с двумя подтипами – метасоматическим падминским U-Mo-Cu-V и стратиформным – уницким в Онежском рудном районе [Голубев, Новиков, 2005; Голубев, Иващенко, 2011].

Таблица

Месторождения и рудопроявления Онежского рудного района с благороднометальной специализацией

Объекты	Зона, горизонт, свита	Благородные металлы				Рудные металлы			
						Главные		Второстепенные	
		Тип	Содержание, г/т	Минеральные формы	Категория, прогнозные ресурсы, т	Содержание, %	Запасы, ресурсы, млн т	Содержание, %	Запасы и ресурсы, тыс. т
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Плутонический комплекс. Расслоенные интрузии									
Бураковский лополит	ПЗ. подошва ГХГ краевая часть пижонитовых габброноритов Габброноритовая, полосчатая и верхняя подзоны	Стратиформный малосульфидный	Pt 1.1–1.5 Pd 0.8–3.5 Pt 0.2 Pd 0.2 Pt 0.3–0.5 Pd 1.1–3.5 Au – 0.1–0.9	Мончеит, меренскит, котульскит фрудит, сопчеит, соболевскит, сперрилит	Pt + Pd $P_1 + P_2$ 477 Au $P_1 + P_2$ 816				
	ГХГ Аганозерского блока	Стратиформный окисный	Pt, Pd 0.1–3.2 Os, Ru, Jr – 0.3	Лаурит-эрликманит		Cr_2O_3 – 22.8	B-P_2 48.2		
	Линейные зоны брекчирования	Гидротерм. метасомат. сульфидный	Pd 2–10	Не установлены					
Вулканогенно-осадочный комплекс. 1. Трапповая формация. Пудожгорский тип									
Пудожгорская пластовая интрузия	ТМГ: полная мощность, обогащенный слой (5.3 м)	Стратиформный малосульфидно-окисный	Pt, Pd, Au – 0.576 Pt, Pd, Au – 1.48	Котульскит Меренскит, самородное золото	P_1 247	TiO_2 – 8.14 V_2O_5 – 0.43 $Fe_{вал.}$ – 28.9	B+C_1+C_2 25.8 1.36 91.7	Cu – 0.13	412
Койкарско-Святнаволокский силл	ТМГ: полная мощность, обогащенный слой (7.4 м)		Pt, Pd, Au – 0.875 Pt, Pd, Au – 1.97		P_1 270	TiO_2 – 6.0 V_2O_5 – 0.32 $Fe_{вал.}$ – 23.0	C_1+C_2 18.8 1.0 72.3	Cu – не оценивалась	

Окончание табл.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2. Черносланцевая формация. Онежский тип. 2А. Падминский подтип (Cu – U – Mo – V)									
Средняя Падма	Заонежский горизонт, нижняя подсвита. Тамбицкая зона СРД	Метасоматический, комплексный	Au – 0.23 Pd – 0.29 Pt – 0.02	Изучены недостаточно. Установлены Самородные Au, Ag, Pd, Cu и их твердые растворы и интерметаллиды	P_1 10–20	V_2O_5 – 2.35	C_1+C_2 0.11	U – 0.07 Mo – 0.02 Cu – 0.04 Bi, Se	3.0 1.0 2.0
Верхняя Падма, Весеннее, Царевское			Au, Pd – 0.5		P_3 – 100	V_2O_5 – 2.5 (2.3–4.2)	C_2+P_1 0.25	U, Mo, Cu	
Космозеро, Южное Космозеро, Великая Губа	Святухинско-Космозерская зона СРД		Au, Pd – 0.5			V_2O_5 – 2.5–2.9	C_2+P_1 0.15	U, Mo, Cu	
2Б. Стратиформный –Уницкий подтип									
	Заонежский горизонт, средняя подсвита	Конкреционный углерод-сульфидн.	Pt, Pd, 1.7–7.8 Au 0.8–3.7 Ag 5.2–70 Jr – 1.2–2.0 Rh – 0.6–1.0 Os – 0.02–0.3		P_3 – 100–200			Cu до 1.3 Zn до 0.9 Ni до 0.5 Pb до 0.4	
3. Эксгаляционно-осадочный тип (медистых песчаников)									
Воронов Бор	Янгозерский надгоризонт Святухинско-Космозерская зона СРД	Вулканогенно-гидротермальный, метасоматический	Pt, Pd – 0.01–0.1 Au – 0.1–0.5 (до 80) Ag – 10–16 (до 52)		P_3 15 (Au)	Cu – 1.39	4.9	Mo – 0.008–0.4 Bi – 0.002–0.4	

Основной платинообразующей эпохой является нижнепротерозойская, связанная с карельским тектоно-магматическим циклом. С лопийским циклом установлена только эпигенетическая сульфидная платиноидно-медно-никелевая подгруппа и ограниченно – черносланцевая, не имеющие на сегодняшний день практической значимости. Пока исследована лишь сульфидная Cu-Ni формация, представленная интрузивным (Вожмозерская группа месторождений) и коматиитовым (Золотопорожское и Хаутаваарское рудопроявления) типами. Ресурсы ЭПГ, связанные с данной формацией, незначительны. Проведенный анализ и оценка ресурсов рудно-магматических формаций показали, что на данной стадии изученности территории в Карелии преобладают платиносодержащие объекты с сопутствующим оруденением, относимые к титаномагнетитовому и хромитовому рудно-формационным типам [Иващенко, Голубев, 2011].

Отмеченные минерагенические перспективы Онежского рудного района предопределяют целесообразность проведения на его территории дальнейших комплексных исследований, включающих поисково-оценочные, ревизионные и проспекторские изыскания, сопровождающиеся разработкой проблем рационального горнопромышленного освоения района и экологическим мониторингом.

Литература

Голубев А. И., Трофимов Н. Н., Лавров М. М., Филиппов Н. Б. Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Т. 5. М.: Геоинформмарк, 2004. С. 335–344.

Голубев А. И., Новиков Ю. Н. Геологическое строение и уран-ванадиевые месторождения Заонежья // Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск, 2005. С. 4–13.

Голубев А. И., Трофимов Н. Н., Лавров М. М. Геология и минерагения Онежского рудного района (Южная Карелия) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Матер. Всерос. конф. Петрозаводск, 2007. С. 85–88.

Голубев А. И., Иващенко В. И. Карельская благороднометальная провинция – минерально-сырьевой потенциал XXI века северо-запада России // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск, 2011. С. 135–148.

Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск, 2011. 369 с.

Лавров М. М., Голубев А. И., Трофимов Н. Н. Геохимия и минерагения Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 3–13.

Металлогения Карелии // *Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев.* Петрозаводск, 1999. 340 с.

Рыбаков С. И., Голубев А. И., Слюсарев В. Д., Лавров М. М. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 1999, № 5. С. 29–38.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10–25.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Пудожгорское благороднометальное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск, 2008. 123 с.

А. Ю. Альбеков, М. В. Рыборак
Воронежский государственный университет, г. Воронеж
sashaalb@list.ru

Благороднометальная минерализация в архейских комплексах Курского структурно-вещественного блока: формационно-генетическая типизация

В настоящее время известно более 100 благороднометальных проявлений в породах кристаллического фундамента Курского блока Воронежского кристаллического массива (Центрально-Черноземный регион России) [Чернышов, 2004]. Локализация оруденения контролируется рядом факторов, исследование закономерностей взаимосвязей которых позволяет оценить степень перспективности объекта и прогнозировать выявление новых золотосодержащих рудопроявлений. Рассматриваемые в статье аспекты классификации золоторудных проявлений Курского блока отражают современное состояние проблемы и позволяют рассматривать Центральный регион Европейской части России как промышленно продуктивную архейскую золоторудную гранит-зеленокаменную область, подобную известным в Канаде, Австралии, Индии, Африке.

Для проведения формационной и генетической типизации авторами использован обширнейший фактический материал по проявлениям полезных ископаемых в архейских комплексах Курского структурно-вещественного блока, полученным большим коллективом авторов различных геологических производственных и научных организаций и опубликованный ими или представленный в производственных отчетах. Минерагенические построения на базе имеющейся фактологической информации предусматривают выделение рудных формаций аутигенного (сингенетического, базового типа) и наложенного (эпигенетического) типов [Рыборак, Альбеков, 2010; Чернышов и др., 2010].

Для благородных металлов, локализованных в архейских структурно-вещественных комплексах Курской ГЗО, данной классификацией предусматриваются следующие позиции:

А. Мезоархейская минерагеническая эпоха.

Рудные формации аутигенного типа:

1) сульфидная медно-никелевая платиносодержащая рудная формация, связанная с перидотит-пироксенит-габбровой ассоциацией (бесединский комплекс) – ликвационный генетический тип (пункты минерализации).

Рудные формации наложенного типа:

2) гидротермальная золото-сульфидно-кварцевая, локализующаяся в образованиях железисто-кальцифир-кондалитового формационного ряда (мезоархейская брянская ассоциация обоянской серии), генетически связанная с неоархейскими мигматит-тоналит-плагиогранитами салтыковского комплекса (пункты минерализации);

3) гидротермальная золото-сульфидно-кварцевая, локализующаяся в мезоархейских гранодиоритогнейсах донской ассоциации обоянской серии и генетически связанная с палеопротерозойскими мигматит-гранит-граносиенитами павловского комплекса этапа орогенеза.

Б. Неоархейская минерагеническая эпоха.

Рудные формации аутигенного типа:

4) магматогенная сульфидно-медно-никелевая платиносодержащая, связанная с метакоматиит-базальтами александровской свиты (пункты минерализации);

5) метаморфизованная колчеданная золотоносная, связанная с метакоматиит-базальтами александровской серии (пункты минерализации);

6) магматогенная хромитовая с платиноидами, связанная с дунит-перидотитами неоархейского сергиевского комплекса (пункты минерализации);

7) ликвационная сульфидно-медно-никелевая платинометальносодержащая, связанная с дунит-перидотитами неоархейского сергиевского комплекса (пункты минерализации).

Рудные формации наложенного типа:

8) гидротермальная золото-сульфидно-кварцевая в метакоматиит-базальтах александровской свиты, генетически связанная с палеопротерозойскими диорит-гранодиоритами стойло-николаевского комплекса этапа орогенеза (рудопроявления и пункты минерализации);

9) гидротермальная золото-кварцевая в метакоматиит-базальтах александровской свиты (пункты минерализации);

10) гидротермальная золото-медно-молибденовая в метакоматиит-базальтах александровской свиты (рудопроявления, пункты минерализации);

11) гидротермальная золото-кварц-арсенопиритовая в метариолит-базальт-сланцевой формации лебединской свиты (рудопроявления, пункты минерализации);

12) гидротермальная золото-сульфидно-кварцевая в неоархейских мигматит-тоналит-плагиогранитах салтыковского комплекса (пункты минерализации).

Анализируя предложенную формационно-генетическую типизацию можно отметить следующие особенности благороднометального оруденения архейских комплексов Курской ГЗО:

– из выделенных 12 рудных формаций 5 являются сингенетическими (аутигенными, базовыми) для золота и платиноидов, причем подавляющее большинство – 4 из 5 – связаны с неоархейской минерагенической эпохой;

– из 7 рудных эпигенетических (наложенного типа) формаций все являются гидротермальными, из них 2 проявлены в мезоархейскую эпоху и генетически связаны с орогенными процессами неоархейского и палеопроторозойского этапов, фиксируемых салтыковским и павловским гранитоидными комлексами;

– все из выделенных четырех базовых (аутигенных) благороднометальных формаций неоархейского минерагенического этапа сопряжены с зеленокаменной (метакоматиит-базальтовой) и родственной, более поздней, базальт-дацит-риолитовой рудно-магматическими системами;

– среди выделяемых пяти эпигенетических рудных формаций неоархея три связаны с неоархейскими зеленокаменными комплексами, вне прямой связи с орогенными процессами того или иного периода;

– две наложенные на неоархейские структурно-вещественные комплексы рудные формации связываются с орогенными гидротермальными (мезотермальными) процессами – гидротермальная золото-сульфидно-кварцевая в неоархейских плагиогранитах салтыковского комплекса и гидротермальная золото-сульфидно-кварцевая, связываемая с палеопротерозойскими орогенными диорит-гранодиоритами стойло-николаевского комплекса.

Несмотря на достаточно ограниченные данные по возрастной позиции рудогенных процессов, базирующихся, главным образом, на общегеологических данных, предложенная формационно-генетическая типизация на обоснованной геодинамической основе отвечает современным представлениям о сложном, полигенном и полихронном характере благороднометального рудогенеза в архейских ГЗО с характерной базовой стадией заложения рудовмещающих комплексов и, зачастую, неоднократным, более поздним перераспределением рудных компонентов.

В целом, для Курского структурно-вещественного блока наиболее масштабной и перспективной представляется неоархейская минерагеническая эпоха, что обосновывается большим количеством представленных в ней геологических и рудных формаций, в связи с вовлеченностью в рудогенерирующий процесс и ранее образовавшихся (базовых) мезоархейских комплексов. Также весьма интересными и перспективными представляются высокоуглеродистые мезоархейские образования Курской ГЗО – Шатилово-Шаталовская зона (Уколовский участок) и Севский участок графитизированных мезоархейских гнейсов.

Для платиноидов наиболее перспективной предполагается неоархейская рудно-магматическая система, связанная с энсиалическим рифтогенезом на мезоархейском основании (метакоматиит-базальтовая формация александровской свиты михайловской серии и комагматичные ей мафит-ультрамафиты сергиевского комплекса). Явные перспективы связываются с комплексными золото-палладиеносными колчеданными рудами этой же формации.

Для золота определяющим в генезисе наиболее перспективных проявлений представляется роль метаморфогенного мезотермального флюида, а базовыми формациями являются, вероятнее всего, известные масштабные архейские золоторудные проявления типа кварц-карбонатного прожилкования в зеленокаменных комплексах и, в меньшей мере, синплутонические *(intrusion-related)* проявления золота в неоархейских гранитоидах.

Основными направлениями дальнейших исследований является определение возрастных границ проявления наиболее продуктивных мезотермальных орогенных рудообразующих процессов, изучение природы источников золота и реконструкция условий становления эталонных рудных объектов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. ГК 02.740.11.0021 и ГК № П17 и гранта РФФИ № 11-05-00316-а.

Литература

Рыборак М. В., Альбеков А. Ю. Золоторудная минерализация орогенного типа Курского мегаблока Воронежского кристаллического массива // Тр. VII Всерос. Ферсмановской науч. сес., посв. 80-лет. Кольского НЦ РАН. Апатиты: K&M, 2010. С. 92–93.

Чернышов Н. М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: ВГУ, 2004. 448 с.

Чернышов Н. М., Рыборак М. В., Альбеков А. Ю. Ведущие генетические типы золоторудной минерализации Курской гранит-зеленокаменной области // Мат. Всерос. конф., посв. 80-лет. ИГЕМ РАН «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 173–174.

М. К. Колесникова, К. Р. Ковалев, Е. А. Наумов
Институт геологии минералогии СО РАН, г. Новосибирск
kolesnikova_mk@mail.ru

Термоэлектрические свойства рудных минералов золото-сульфидного месторождения Суздаль в Восточном Казахстане

Электрофизические свойства некоторых сульфидных минералов определяются их физико-химическими условиями образования, которые отражаются также на их морфологии, химическом составе и элементах-примесях. Изучение термоЭДС минералов проводилось на ряде золоторудных месторождений различных формационных типов [Старова и др., 1984; Нарсеев и др., 1986; Пшеничкин, Ананьев, 2005; Борцов и др., 2010 и др.]. Авторами были выявлены тренды величин термоЭДС и типы проводимости в сульфидных минералах как на глубину залегания рудных тел, так и по горизонтали и установлена вариация этих величин в зависимости от кристалломорфологических свойств минералов различных стадий рудоотложения. Все это позволяет использовать результаты подобных исследований в качестве одного из поисковых критериев для выявления скрытой минералого-геохимической зональности на месторождениях, прогнозирования оруденения на глубину и установления стадийности процесса минералообразования. Изучение термоЭДС сульфидных минералов также имеет большое практическое значение при решении ряда технологических проблем в процессе биоизвлечения золота из тонковкрапленных золото-сульфидных руд [Борцов и др., 2005]. Нами было проведено изучение термоЭДС сульфидных минералов на золотосульфидном месторождении Суздаль в Восточном Казахстане и выявлены различия их электрофизических свойств для разных этапов рудоотложения.

Суздальское месторождение располагается на северо-западе Западно-Калбинского золотоносного пояса в районе Семипалатинского Прииртышья. Месторождение контролируется зоной сочленения Горностаевского глубинного разлома северо-западного простирания и Суздальского разлома северо-восточного простирания. Оруденение залегает в углеродистых карбонатно-терригенных породах раннекарбонового возраста. Из выявленных магматических образований на рудном поле установлены дайковые тела метадолеритов, гранит-порфиров, штоковые и дайковые тела граносиенит-порфиров. По данным магниторазведки на глубине залегает интрузия диоритов и гранодиоритов.

Первичные руды месторождения относятся к малосульфидному типу с содержанием сульфидов от 0.5 до 10–15 % и представлены прожилково-вкрапленным типом в углеродистых терригенных и карбонатных породах, их брекчированных и окварцованных разностях. Оруденение сопровождается процессами низкотемпературного окварцевания, серицитизации и хлоритизации. Содержание золота в рудах варьирует от 1.5 до 106 г/т, при средних значениях 6.4–16.2 г/т. Линзовидные и лентовидные рудные тела выделяются только по результатам опробования.

Изучение текстурно-минеральных типов руд, их пространственно-временных взаимоотношений, минеральных парагенезисов, типоморфных особенностей минералов на Суздальском месторождении позволили наметить следующую последовательность процесса минералообразования:

1. Дорудная сингенетичная минерализация в углеродисто-терригенно-карбонатных породах флишоидного строения, представленная слабозолотоносным глобулярным и тонкокристаллическим кубическим пиритом;

2. Ранняя рудная продуктивная тонковкрапленная пирит-арсенопиритовая минерализация с «невидимым» золотом в зонах серицитизированных пород;

3. Поздняя продуктивная золото-полисульфидная минерализация со свободным золотом в зонах брекчирования и окварцевания;

4. Завершающая прожилковая кварц-карбонат-сурьмяная минерализация.

Основные рудные минералы на месторождении представлены пиритом и арсенопиритом, менее распространены пирротин и антимонит.

Измерения термоЭДС минералов проводились по стандартной методике на приборе, представляющем термозонд в виде трехгранной призмы, смонтированный на основе паяльника, вольтметр, трансформатор, константановую проволоку и медную пластину. Замеры производились при постоянной разности температур между холодным и горячим электродами в 100 °С. Каждая проба измерялась в течение 15–20 с. Нами было выполнено 1090 замеров термоЭДС в мономинеральных фракциях пирита, арсенопирита, пирротина и антимонита. Определялась доля измерений электронной (D_n%) и дырочной (D_p%) проводимостей. В случае электронной проводимости D_n = 100 % и D_p = 0 %, в случае дырочной проводимости D_p = 100 % и D_n = 0 %. Результаты замеров представлены в виде гистограмм на рисунке.

Пирит на месторождении представлен несколькими морфологическими разновидностями. В углеродистых песчаниках и алевропелитах флишоидного строения присутствует тонкозернистый пирит глобулярного и кубического строения размером до 100 мкм. Реликты этого минерала в виде сложных агрегатов (гранул) в срастании с арсенопиритом встречаются и в рудах первой продуктивной ассоциации. По результатам замеров они относятся к группе сульфидов с электронно-дырочной проводимостью (смешанного типа) с коэффициентом термоЭДС от –60.2 до +27.5 мкВ/град. Соотношение электронной (D_n) и дырочной (D_p) проводимости составляет 90.6 к 9.4 %. В окварцованных и минерализованных брекчированных породах второй продуктивной ассоциации пирит имеет среднезернистое строение и зачастую представлен одиночными кристаллами пентагондодекаэдричекого облика или их срастаниями. Он характеризуется электронной проводимостью (n-типа) с коэффициентом термоЭДС от –80.3 до –10.6 мкВ/град. Доля электронной проводимости в этой группе пирита составляет 100 %.

Арсенопирит в минерализованных породах месторождения представлен двумя основными морфологическими разновидностями – игольчатым и таблитчатым [Ковалев и др., 2011]. Нестехиометричный, обогащенный серой игольчатый арсенопирит с так называемым «невидимым» золотом характерен для первой продуктивной ассоциации. Он характеризуется высокой золотоносностью (сотни г/т). Эта разновидность арсенопирита имеет преимущественно дырочную проводимость (р-типа) с коэффициентом термоЭДС от +8.9 до +34.7 мкВ/град, доля которой составляет 100 %. Стехиометричный таблитчатый арсенопирит образуется преимущественно во вторую продуктивную золото-полисульфидную ассоциацию. Он характеризуется слабой золотоносностью (до десятков г/т) содержит примесь сурьмы (до десятых долей мас. %) и ассоциирует со свободным золотом. Этот арсенопирит имеет дырочно-электронную проводимость и характеризуется коэффициентом термоЭДС от –45.2 до +46.1 мкВ/град. Соотношение электронной ($D_{n)}$ и дырочной (D_p) проводимости составляет 54.5 и 45.5 %.

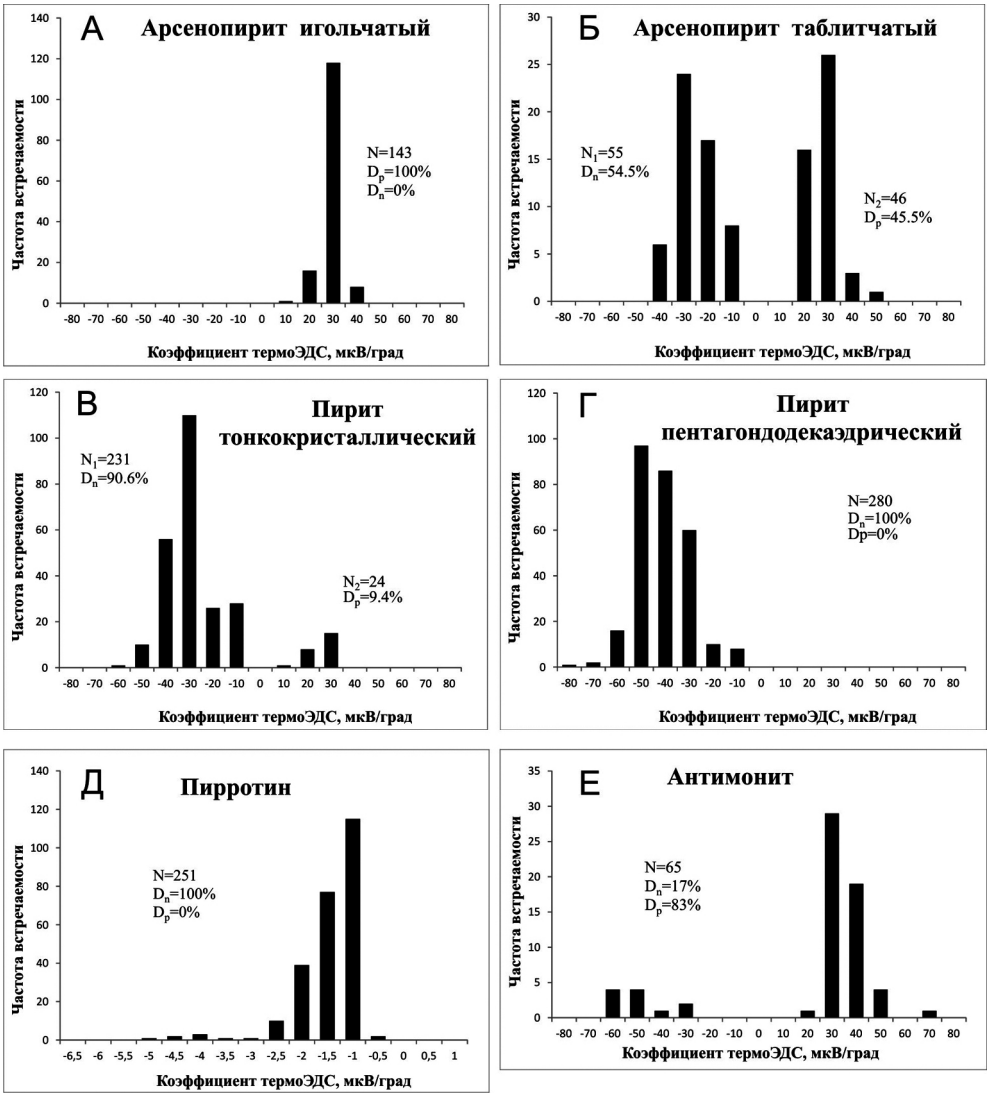

Рис. Значения термоЭДС сульфидных минералов месторождения Суздаль.

Примечание: N – число измерений, D_n – доля (%) распространения минерала с электронной проводимостью, D_p – доля (%) распространения минерала с дырочной проводимостью.

Пирротин широко представлен в измененных дайках метадолеритов и окварцованных минерализованных брекчированных углеродистых сланцах, чаще на более глубоких горизонтах месторождения. Он встречается в виде единичных пойкилобластов, агрегатов, гнездовых выделений и прожилков мощностью до 1 см и часто содержит корродированные зерна арсенопирита или зернистые его агрегаты. Количество пирротина увеличивается при приближении к контактовым зонам дайковых тел. Он широко представлен в измененных минерализованных дайках метадолеритов.

Пирротин характеризуется исключительно электронной проводимостью (n-типа) с наиболее низкими значениями коэффициента термоЭДС от –5.3 до –0.9 мкВ/град.

Антимонит, реже с бертьеритом и самородной сурьмой, образует гнездовую и прожилковую минерализацию с выделениями массивного антимонита размерами 3–5 см в брекчированных разностях руд ранних этапов минералообразования. Этот минерал характеризуется смешанной электронно-дырочной проводимостью с коэффициентом термоЭДС от –66.8 до +45.6 мкВ/град, при среднем значении около +30 мкВ/град.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить различия параметров термоЭДС и электропроводности одних и тех же минералов различных этапов рудообразования. Отмечается корреляция этих данных с вариацией химического состава и элементов-примесей минералов. Как и на других золоторудных месторождениях Западно-Калбинского пояса, выявляются вариации величин термоЭДС в различных кристалломорфологических разностях. На ряде месторождений этого пояса устанавливается дырочная проводимость тонкоигольчатого арсенопирита, который тяготеет к корневым зонам минерализации, приближенным к интрузиям [Борцов и др., 2005]. Тенденция понижения электронной и увеличения дырочной проводимости в прикорневых частях рудных тел отмечалась и другими исследователями для месторождений минерализованных зон и штокверков [Старова и др., 1984]. Изучение параметров электрофизических свойств сульфидных минералов проводилось нами на уровне глубин, не превышающих 250 м, и принципиальных различий данных в этом интервале нами не установлено. Необходимы дополнительные исследования на более глубоких горизонтах месторождения по материалам бурения, проводимого в настоящее время на месторождении.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 10-05-00677.

Литература

Борцов В. Д., Рафаилович М. С., Услугин М. О. и др. Некоторые особенности онтогении золотосульфидных месторождений Западной Калбы // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Томск, 2005. С. 373–382.

Борцов В. Д., Сулаквелидзе Н. В., Саинова Г. Б. Влияние вещественного состава упорных золотомышьяковистых руд на процессы биоокисления золотосодержащих сульфидов // Большой Алтай – уникальная редкометально-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. Мат. межд. конф. Усть-Каменогорск, 2010. С. 201–202.

Ковалев К. Р., Калинин Ю. А., Наумов Е. А. и др. Золотоносность арсенопирита золотосульфидных месторождений Восточного Казахстана // Геология и геофизика. 2011. № 2. С. 225–242.

Нарсеев В. А., Гостев Ю. В., Захаров А. В. и др. Бакырчик (геология, геохимия, оруденение). М.: ЦНИГРИ, 2001. 174 с.

Пшеничкин А. Я., Ананьев Ю. С. Типоморфные особенности и поисковое значение пиритов и арсенопиритов золоторудных месторождений черносланцевых толщ // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Томск: ТПУ, 2005. С. 129–136.

Старова М. М., Баханова Е. В., Старова В. В. О минеральной зональности месторождений золота в породах углеродистых формаций // Условия образования рудных месторождений Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1984. С. 87–102.

И. Ю. Мелекесцева[1], Х. Каварая[2], О Мацубая[2]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
melekestseva-irina@yandex.ru
[2] – Университет г. Акита, Япония

Источник флюида при формировании золото-кварцевых жил Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений (Западная Тува) по данным изотопного состава кислорода

Введение. На западе Республики Тува с конца 60-х гг. 20 в. известен ряд небольших золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений в конгломератах и лиственитах, на которых недавно возобновлены геологоразведочные и научно-исследовательские работы [Зайков и др., 2009]. Эти объекты сосредоточены в Алдан-Маадырской золоторудной зоне, и наиболее крупными из них являются Улуг-Саирское месторождение в конгломератах и Хаак-Саирское – в лиственитах. Считается, что их образование связано с внедрением гранитоидов Сютхольского комплекса девонского возраста. Цель настоящей работы состояла в оценке источника флюидов при формировании золотосодержащих кварцевых жил на вышеуказанных месторождениях.

Алдан-Маадырская зона находится на левобережье р. Алаш и представляет собой полосу шириной 5–6 км и длиной около 20 км, вытянутую в ВСВ направлении в районе сочленения Западного Саяна с Тувинским прогибом [Зайков и др., 2009]. Зона сложена силурийскими и ордовикскими отложениями, смятыми в линейные изоклинальные складки, в ядре которых находятся кембрийские базальты и гипербазиты. Хаак-Саирское месторождение находится на западе зоны и представлено участками развития золото-кварцевых жил в лиственитах. Улуг-Саирское месторождение расположено в 10 км к востоку от Хаак-Саирского в центральной части зоны; золото-кварцевые жилы локализованы в базальных конгломератах ордовика. На обоих месторождениях отмечается широкое развитие турмалина и аксинита.

Методика и результаты анализа. Для изотопного анализа кислорода был отобран кварц из золотоносных жил (табл.), для которых известны составы золота и проведены исследования флюидных включений в кварце. Анализ изотопного состава кислорода производился на масс-спектрометре Isoprime с использованием внутреннего стандарта AQS (Akita Quartz Standard) в университете г. Акита, Япония (аналитики Х. Каварая и О. Мацубая). Погрешность измерений – 0.1 ‰. Результаты анализа представлены в таблице.

Обсуждение. В результате анализа кварца из золотоносных жил обоих месторождений определен узкий интервал изотопного состава кислорода от 17.0 до 17.7 ‰ (18.5 ‰ в единичном случае), сходный с интервалом для многих жильных золоторудных месторождений мира и свидетельствующий о гомогенности изотопной системы и близких температурах минералообразования [Kerrich, 1987]. Последний вывод согласуется с частичным перекрытием температур гомогенизации флюидных включений в кварце: 340–200 °С (Улуг-Саир) [Анкушева, Зайков, 2009] и 250–120 °С (Хаак-Саир) [Melekestseva et al., 2011].

Близкие значения изотопного состава кислорода кварца обоих месторождений свидетельствуют: 1) об едином источнике флюидов при образовании жил с золотом и 2) об отсутствии изотопного обмена между вмещающими породами и флюидами [Goldfarb et al., 1991; Jia et al., 2001 и др.]. Необходимо отметить, что при сходном изотопном

Таблица

Изотопный состав кислорода в кварце Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений

№ п/п	Название жилы	№ лаб.	№ обр.	$\delta^{18}O_{SMOW}$, ‰
Хаак-Саирское месторождение в лиственитах				
1	*AQS*	*F2481*		9.2
2	№ 1	F2482	СТ	17.2
3	№ 2	F2483	СТ-26	17.0
4	№ 7	F2484	СТ-31-8	17.4
Улуг-Саирское месторождение в конгломератах				
4	№ 18	F2485	АЛ-18-2	17.2
5	*AQS*	*F2486*		9.2
6	Пиритовая	F2487	АЛР-Ру	17.3
7	№ 30	F2488	АЛР-30-ж	18.5
8	№ 33	F2489	АМ-13	17.5
9	№ 33	F2490	АМ-14-2	17.7

составе кислорода в кварце, состав флюидов, циркулировавших на месторождениях, отличается. Кварцевые жилы с золотом на Улуг-Саирском месторождении отлагались из $NaCl–MgCl_2–H_2O$ растворов с соленостью 4–10 мас. % NaCl-экв. [Анкушева, Зайков, 2009], тогда как на Хаак-Саирском – из $NaCl–KCl–H_2O \pm NaHCO_3$ и Na_2SO_4 растворов с соленостью 4–14 мас. % [Melekestseva et al., 2011].

Анализ обобщающих работ [Taylor, 1974; Фор, 1989; Hoefs, 2009], а также работ, посвященных отдельным месторождениям [Goldfarb et al., 1991; Jia et al., 2001 и др.], показал, что изотопный состав кислорода в кварце тувинских месторождений не соответствует океанской, метеорной и мантийной воде, вулканическим или интрузивным породам, а попадает в область метаморфических или осадочных пород (рис. а). Рассчитанные значения $\delta^{18}O_{H2O}$ по уравнению фракционирования изотопов между кварцем и водой при температуре 300 °C ($1000 \ln \alpha = 3.38 (10^6 T^{-2}) - 3.40$) [Clayton et al., 1972], составляют 10.02–11.51 ‰ и попадают в область метаморфической воды (рис. б).

Подобные значения $\delta^{18}O_{H2O}$ флюида и их небольшие вариации весьма характерны для многих жильных золоторудных месторождений, залегающих в осадочных толщах [Goldfarb et al., 1991]. Узкий интервал значений $\delta^{18}O$ отличает их от золоторудных эпитермальных месторождений, где обычно наблюдается широкий разброс значений изотопного состава кислорода в кварце и его соответствие метеорной воде [Neil, Silberman, 1974]. Происхождение флюидов на месторождениях в осадочных толщах объясняется прогрессивной метаморфической дегидратацией и дегазацией вмещающих пород [Goldfarb et al., 1991, 1993; Jia et al., 2001 al.]. В случае с тувинскими месторождениями можно предположить, что источником кремнекислородных соединений во флюиде послужили минералы докембрийских метаморфических толщ, в настоящий момент залегающие в северном борту Саяно-Тувинского разлома.

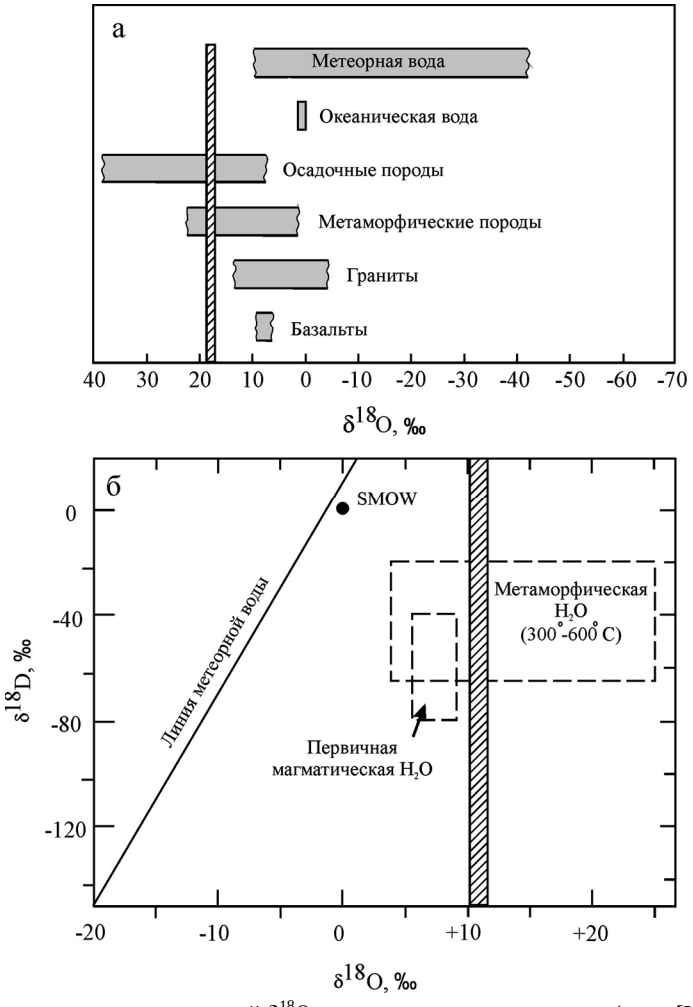

Рис. Поля измеренных значений $\delta^{18}O$ в кварце золоторудных жил (а, по [Hoefs, 2009]) и вычисленных величин $\delta^{18}O_{H2O}$ флюида (б, по [Taylor, 1974]) для Улуг-Саирского и Хаак-Саирского месторождений.

Выводы. В результате изотопного анализа кварца из золоторудных Улуг-Саирского месторождения в конгломератах и Хаак-Саирского месторождения в лиственитах Алдан-Маадырской зоны установлен единый источник кремнекислородных соединений во флюиде при образовании кварцевых жил. Измеренный изотопный состав кислорода в кварце и вычисленные значения изотопного состава воды имеют наибольшее сходство с таковыми из метаморфического источника, которым, предположительно, могли служить докембрийские метаморфические толщи района. В то же время, повышенная соленость растворов (по данным изучения флюидных включений в кварце) и широкое распространение боросодержащих минералов на месторождениях указывают на второй (магматический) источник при формировании месторождений.

Авторы благодарят В. В. Зайкова, Е. В. Белогуб, Г. А. Третьякова, А. И. Брусницына и А. Н. Зайцева за обсуждение результатов исследований, И. Г. Жукова – за

помощь в проведении аналитических работ. Работа поддержана грантами Президента РФ для молодых ученых № МК-485.2011.5 и РФФИ (№ 11-05-00187).

Литература

Анкушева Н. Н., Зайков В. В. Физико-химические условия образования золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения (Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 127–131.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. и др. Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 123–127.

Фор Г. В. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Clayton R. N., O'Neil J. R., Mayeda T. Oxygen isotope exchange between quartz and water // Journal of Geophysical Research. 1972. Vol. 77. P. 3057–3067.

Jia Y., Li I., Kerrich R. Stable isotope (O, H, S, C, and N) systematics of quartz vein systems in the turbidite-hosted Central and North Deborah gold deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria, Australia: constraints on the origin of ore-forming fluids // Economic Geology. 2001. Vol. 96. P. 705–721.

Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. 6th edition. Springer, 2009. 244 p.

Goldfarb R. J., Newberry R. J., Pickthorn W. J., Gent C. A. Oxygen, hydrogen, and sulfur isotope studies in the Juneau gold belt, southeastern Alaska: constraints on the origin of hydrothermal fluids // Economic Geology. 1991. Vol. 86. P. 66–80.

Goldfarb R. J., Snee L. W., Pickthorn W. J. Orogenesis, high-T thermal events, and gold vein formation within metamorphic rocks of the Alaskan Cordillera // Mineralogical Magazine. 1993. Vol. 57. P. 375–394.

Kerrich R. The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks // Mineralog. Assoc. Canada Short Course Handbook. 1987. Vol. 13. P. 287–336.

Melekestseva I., Ankusheva N., Zaykov V. et al. Formation conditions of the Khaak-Sair and Sarytash gold deposits in listvenites, Western Tuva: evidences from fluid inclusions // Large Igneous Provinces of Asia: Mantle Plumes and Metallogeny. Irkutsk, 2011. P. 162–165.

O'Neil J. R., Silberman M. L. Stable Isotope Relations in Epithcrmal Au-Ag Deposits // Economic Geology. 1974. Vol. 69. P. 902–909.

Н. Н. Анкушева[1, 3], Р. В. Кужугет[2]

[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс,
ankusheva@ilmeny.ac.ru

[2] – Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл

[3] – Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс

Условия формирования кварца из жил Арысканского золото-кварц-березитового месторождения (Западная Тува) по данным изучения флюидных включений

Введение. Алдан-Маадырская золоторудная зона располагается на западе республики Тува в области сочленения Западного Саяна с Тувинским прогибом и имеет вид полосы шириной 5–6 км, вытянутой в ВСВ направлении на 20 км [Зайкова, Зай-

ков, 1969]. В результате геолого-съемочных работ здесь было выявлено несколько близко расположенных золоторудных месторождений и рудопроявлений, приуроченных к конгломератам, лиственитам и березитам [Рудные…, 1981]. Ранее нами были получены данные по температурам образования, составу и солености растворов для нижней толщи Улуг-Саирского месторождения в конгломератах [Анкушева, Зайков, 2009] и Хаак-Саирского и Сарыташского месторождений в лиственитах [Melekestseva et al., 2011]. Целью настоящей работы стало определение физико-химических особенностей формирования золото-кварцевых жил Арысканского золото-березитового месторождения, которое находится на восточном фланге зоны.

Геологическая позиция объекта исследований. Арысканское месторождение расположено на левобережье р. Хемчик южнее г. Арыскан. Оно открыто в 1964 г. при проведении съемочного маршрута Е. В. Онуфриевой (Зайковой) [Зайков и др., 1966ф]. Месторождение приурочено к ядерной части Улуг-Саирской антиклинальной структуры, сложенной рассланцованными алевролитами верхнеадырташской подсвиты. На рудном поле выявлено два субширотных разлома, которые смещаются на 50–100 м разломом СВ простирания. Оруденение локализуется в березитах и, реже, в кварцевых жилах, секущих вмещающие породы и березиты. Суммарная мощность березитизированных пород изменяется от 0.5 до 10 м, мощность отдельных тел, в среднем, от 0.1–1.5 до 2–3 м. Породы вмещают кварцевые жилы мощностью от 1 до 20 см. Жилы сильно подроблены, местами до образования сыпучки, и ожелезнены. Среднее содержание золота в руде по данным геологоразведочных работ 1960-х гг. составляет 1 г/т [Рудные…, 1981].

Материал для исследования был отобран Р. В. Кужугетом из кварц-гематитовой жилы СВ простирания, мощностью около 25 см, которая прорывает березитовое тело. Мощность жилы меняется от 5–10 (в ЮЗ части) до 45 см (в СВ части), видимая длина составляет около 3.5 м. Кварц слагает зальбанды, а гематит – центральную часть жилы (иногда участками распространен в кварце). Видимое золото приурочено к гематиту и представлено многочисленными зернами округлой или вытянутой формы размером от долей до 1 мм. Вмещающая матрица для золота представлена гетит-гематитовыми псевдоморфозами по кристаллическому пириту и, реже, халькопириту. В составе золота присутствуют Ag (6.59–10.06 мас. %) и Cu (до 0.40 мас. %) [Мелекесцева и др., 2010]. При этом повышенные содержания Au и пониженные Ag характерны для центральных частей зерен и, наоборот, – для краевых.

Термобарогеохимические исследования. Для оценки температурного режима минералообразования, состава и солености растворов, участвовавших в формировании оруденения, использовались стандартные методы крио- и термометрии (Миасский филиал ЮУрГУ, аналитик Анкушева Н. Н.). Гомогенизация и криометрия включений проводилась в термо-криокамере Linkam THMSG-600. Соленость растворов во включениях измерялась по температуре плавления льда [Bodnar, Vityk, 1994]. Солевой состав включений определялся по температуре эвтектики водно-солевой системы [Борисенко, 1997].

Кварц в жиле крупнозернистый, молочно-белый, непрозрачный или полупрозрачный (обр. АРР-60). В кварце установлены 2 типа двухфазных флюидных включений: более крупные (~10–12 мкм), изометричной или удлиненной формы, иногда с кристаллографическими элементами, располагающиеся равномерно в кварце; и мелкие округлые включения (~5 мкм), образующие цепочечные скопления по 3–4 включения. Первый тип включений является более высокотемпературным ($T_{гом}$ = 200–270 °C, 61 определение) (рис. 1А). Распределение значений температур гомогенизации

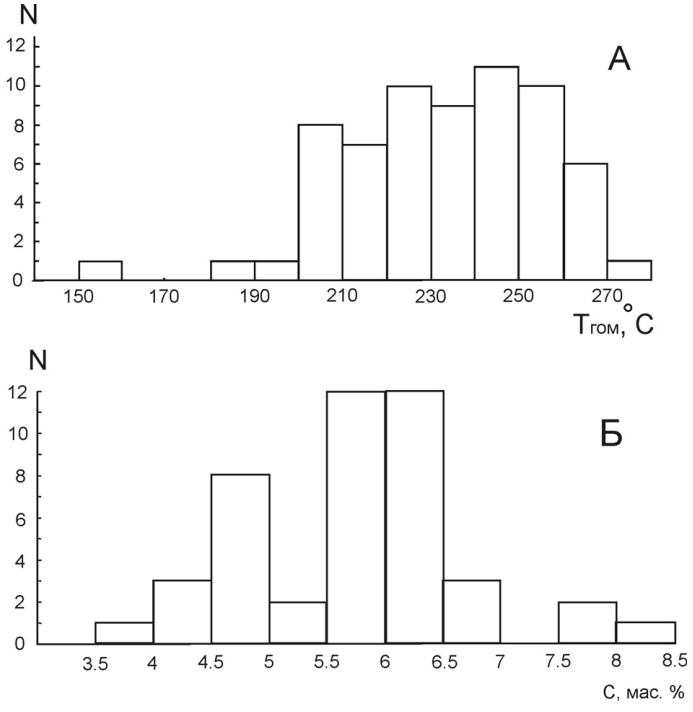

Рис. 1. Гистограммы распределения температур гомогенизации ($T_{гом}$, °С) (А) и концентраций (С, мас. %) солей (Б) во флюидных включениях из кварца Арысканского месторождения.

имеет одномодальный характер, с максимумом значений в интервале 240–250 °С. При замораживании включений было установлено, что температура эвтектики равна –22.8…–23.9 °С (22 замера), что соответствует солевой системе NaCl–KCl–H_2O; единичное определение $T_{эвт}$ = –21.8 °С соответствует солевой системе NaCl–Na_2HCO_4–H_2O. Концентрации солей в пересчете на NaCl составили 3–8 мас. % (52 определения). Для значений солености характерно двумодальное распределение с выраженными пиками в интервалах значений 4.5–5 и 5–6.5 мас. % (рис. 1Б). Второй тип включений характеризуется более низкими температурами гомогенизации (158–180 °С, 11 определений). Из-за маленьких размеров в них не были определены температуры эвтектики и плавления льда, они, возможно, являются первично-вторичными и образовались при процессах расшнуровывания в кварце.

Обсуждение результатов. Ранее, по частичной гомогенизации флюидных включений с жидкой углекислотой на расположенном западнее Хаак-Саирском месторождении в лиственитах было определено давление 0.5 кбар при формировании жил [Melekestseva et al., 2011]. В этом случае поправка к температурам гомогенизации составляет 64–65 °С. Если принять, что глубины формирований месторождений Алдын-Маадырской зоны близки, то истинные температуры формирования кварцевых жил на Арысканском месторождении могли составить 265–335 °С. Температуры образования золотоносного кварца на Хаак-Саирском месторождении (260–310 °С, с учетом поправки на давление; $T_{гом}$ 200–250 °С), а также основные соли в растворах (NaCl–KCl–H_2O), за исключением солености (8–14 мас. % NaCl-экв.), идентичны таковым на Арысканском месторождении (рис. 2).

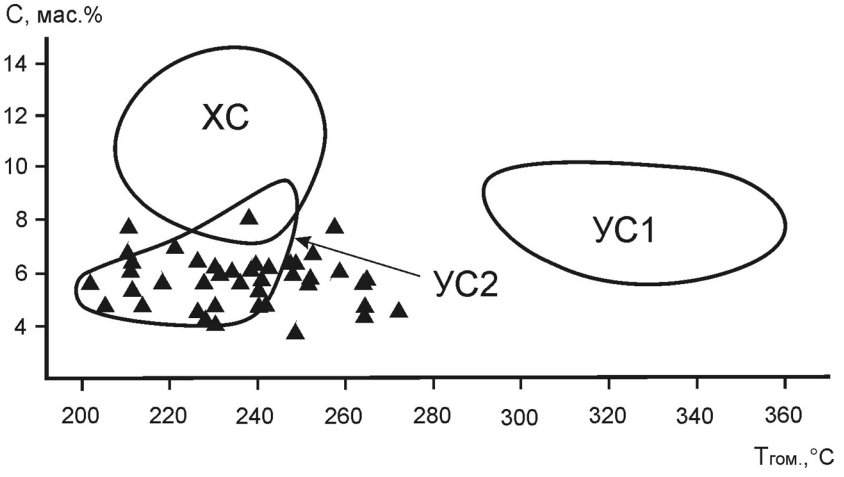

Рис. 2. Соотношение температур гомогенизации ($T_{гом}$, °С) флюидных включений и концентраций солей в растворах (С, мас. %) в кварце Арысканского месторождения.

Поля месторождений Алдан-Маадырской зоны: ХС – Хаак-Саирское месторождение [Melekestseva et al., 2011]; УС – Улуг-Саирское месторождение: $УС_1$ – жила № 18 с высокопробным золотом, $УС_2$ – жила № 4 с серебристым золотом [Анкушева, Зайков, 2009].

Состав золота Арысканского месторождения, характеризующийся отсутствием ртути и относительно невысокими содержаниями серебра, сходен с золотом первой генерации на Улуг-Саирском и Хаак-Саирском месторождениях [Зайков и др., 2009]. На Улуг-Саирском месторождении в золоте также отмечается слабая зональность, выраженная в более низких содержаниях Ag в центральной части золотин, чем в краевых, что наблюдается и в золоте Арысканского месторождения. Однако, на Улуг-Саирском месторождении установлено 2 типа гидротермальных растворов: 1) $MgCl_2$–H_2O состава с соленостью 6–9 мас. % и $T_{гом.}$ = 300–350 °С, отложивших кварц с высокопробным золотом (Ag 4–6 мас. %), и 2) NaCl–H_2O и NaCl–KCl–H_2O составов с соленостью 4–6 мас. % NaCl-экв. и $T_{гом.}$ = 200–250 °С для жил с серебристым золотом (Ag 21–35 мас. %) [Анкушева, Зайков, 2009] (см. рис. 2).

Выводы. Таким образом, наблюдается как сходство, так и различие в термобарогеохимических параметрах минералообразующих растворов на месторождениях Алдан-Маадырской зоны. Растворы, циркулировавшие на Арысканском месторождении в березитах и Хаак-Саирском месторождении в лиственитах, характеризуются сходным составом NaCl–KCl–H_2O и температурным режимом минералообразования, но различными концентрациями солей. В то же время, при сходных температурах и солености растворов, состав растворов, отлагавших золоторудную минерализацию на месторождениях в березитах и лиственитах, отличается от такового на Улуг-Саирском месторождении в конгломератах.

Авторы благодарят И.Ю. Мелекесцеву, В.В. Зайкова (ИМин УрО РАН, г. Миасс) за помощь и обсуждение результатов работы и А.А. Монгуша (ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл) за помощь в полевых работах.

Исследования проведены при поддержке грантов Президента РФ (№ МК-485.2011.5), РФФИ (№ 11-05-00187) и проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН (№ 11-5-НП-554).

Литература

Анкушева Н. Н., Зайков В. В. Условия формирования золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН. С. 127–131.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. и др. Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 123–127.

Зайкова Е. В., Зайков В. В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969. С. 72–76.

Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Кужугет Р. В., Монгуш А. А. Золото месторождения Арыскан и рудопроявления Дуушкунныг, Алдан-Маадырская золоторудная зона (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 201–205.

Рудные формации Тувы / Отв. ред. В. А. Кузнецов. Новосибирск. Наука, 1981. 201 с.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H_2O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.

Melekestseva I., Ankusheva N., Zaykov V. et al. Formation conditions of the Khaak-Sair and Sarytash gold deposits in listvenites, Western Tuva: evidences from fluid inclusions // International Symposium “Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny”. Irkutsk: IEC SB RAS. P. 162–165.

А. Е. Будяк, Н. Н. Брюханова

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

budyak@igc.irk.ru

Модель формирования месторождения золота Сухой Лог, Сибирь

Физико-химическое моделирование является одним из мощных инструментов для доказательства достоверности сценария имевшего место геологического события, одним из результатов которого могло быть формирование какого-либо оруденения. Цель проведенных исследований сводилась к доказательству (с помощью физико-химического моделирования) возможности формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по концепции, предложенной В. К. Немеровым [2005], согласно которой месторождение и его ближайшие сателлиты относятся к метаморфогенно-гидротермальному (метаморфизованному) генетическому типу. Суть данной концепции заключается в том, что черносланцевые образования, вмещающие золотое оруденение являются самодостаточными для формирования месторождений золота, в том числе и таких гигантов, как Сухой Лог.

Предлагаемая схема формирования золоторудных месторождений сухоложского типа предусматривает следующую последовательность реконструируемых событий:

1) Седиментогенное накопление сидеро-халькофильно-специализированных углеродистых толщ, обусловленное синхронным осадконакоплению вулканизмом и подводной гидротермальной деятельностью в спрединговых задуговых бассейнах;

2) Катагенетическая трансформация углеродистых осадочных толщ с генерацией металлоносных нафтидов и миграцией их в сторону конседиментационных поднятий и в своды раннеколлизионных пологих антиклиналей. В результате формируются аномально специализированные, нефте-флюидометаллоносные ловушки («резервуары»), металлогенический потенциал которых способен реализоваться в процессах последующих термодинамических преобразований;

3а) Стрессовые воздействия в условиях тектоно-магматической активизации (складкообразование, метаморфизм) с разрушением металлоносных углеродистых веществ в нефтеносных «резервуарах» и формированием последовательно: метаморфогенной самородной минерализации и метаморфогенно-метасоматических высокотемпературных руд благородных металлов. В начале ***метаморфогенно-метасоматической стадии*** ($III^а$), при температуре 420–380 ?С и давлении 500–600 МПа образуется рассеянная ультратонкая (0.5– 10 мкм) самородная минерализация Pt, Au, Fe, Cr, W, Ti, Pb, Sn, Cu и Al, что свидетельствует о резко восстановительных условиях, возникших в процессе метасоматоза, сопряженного с метаморфическим разложением углеродистых соединений. Затем при температурах 380–280 ?С возникает сидерит-кварц-сульфидная минеральная ассоциация с самородным золотом. Одновременно образуются сульфиды и арсениды платины: куперит и сперрилит. Описанные руды в полной мере соответствуют подклассу метаморфизованных.

3б) Унаследованная деформация рудоконтролирующих структур с формированием в осевых частях изоклинально-чешуйчатых зон трещиноватости с интенсивными гидротермально-метасоматическими средне-низкотемпературными золоторудными и пострудными процессами по ним, где и происходит становление золоторудных тел штокверкового и жильного типов. При этом рудоносный флюид мобилизуется из резерва вмещающей металлонафтидоносной структуры. Рудная минерализация, отвечающая ***гидротермально-метасоматической стадии*** ($III^б$) формируется благодаря активности флюидов, возникших при завершении предыдущей стадии из резерва вмещающих углеродистых пород. В конце данного этапа возникает низкотемпературная анкерит-кварц-пиритовая с дисперсным золотом минеральная ассоциация.

По данной концепции одним из важнейших рудоподготовительных этапов формирования месторождения является стадия катагенетических трансформаций. Собственно рудообразование осуществляется в указанных структурах на следующей стадии развития рассматриваемой системы под воздействием региональных термодинамических преобразований металлоносных катагенных скоплений флюидов в условиях прогрессивного метаморфизма.

Для достижения поставленной цели была сформирована обобщенная модель системы: вмещающие породы (кварц, плагиоклаз, серицит, карбонаты и др.) + элизионные воды + углеводороды + рудные металлы (Au, Ag, сульфиды и др.) ± F–Cl–CO_2, CH_4, N_2: независимые компоненты – Al – Si – Na – K – Mg – Fe– Ca – Ti – (Au, Pt, Cu, Pb, Zn) – N – H – O – C – F – Cl – P – S – *e*, где *e* – электрон. В список зависимых компонентов включено 518 соединений, из них 349 – водные, 21 – газовые и 148 – конденсированные компоненты. Термодинамические параметры взяты из согласованных баз данных программного комплекса «Селектор-W» [Карпов, 1981]. Граничные условия для моделирования определены на основании результатов изучения флюидных включений [Развозжаева, Прокофьев, 2002]. Состав вмещающей породы взят из работ В. К. Немерова и др. [2005].

В настоящем сообщении будет обсуждаться только заключительная стадия рудогенеза (рис. 1).

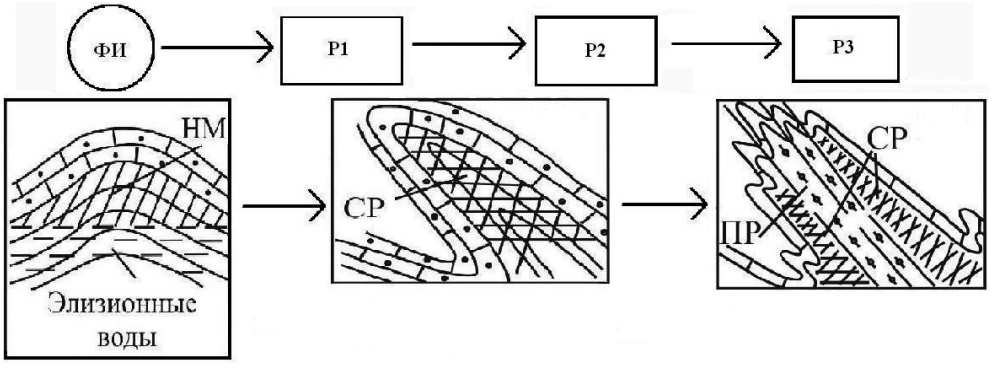

Рис. 1. Обощенная схема термодинамической модели формирования золоторудного месторождения Сухой Лог.

Р1 – первый, Р2 – второй, Р3 – третий резервуары; ФИ – исходный флюид. На фрагментах: НМ – нафтиды металлоносные (катагенетические скопления); СР – соскладчатые высокотемпературные руды, метаморфогенные, метаморфогенно-метасоматические; ПР – постскладчатые средне-низкотемпературные руды, гидротермально-метасоматические.

Рассмотрим основные результаты физико-химического моделирования метаморфогенного рудообразования при преобразовании металлоносных катагенных флюидов в условиях температур 450–190 °С и давлений 6000–300 бар. Как указывалось ранее, рудообразование осуществляется в условиях прогрессивного метаморфизма. На метаморфогенно-метасоматической стадии (Т 420–380 °С, Р 6000 бар) в восстановительных условиях, сопряженных с метаморфическим разложением углеродистых соединений, образуется флюид, насыщенный органическим веществом. На этой стадии формируется сидерит-кварц-клинохлор-мусковит-пирротиновая минеральная ассоциация с низким содержанием самородного золота. Одновременно образуются арсениды: куперит и сперрилит, апатит. Согласно модели флюид последовательно проходит через несколько резервуаров вмещающей породы. Для того, чтобы поддерживать состав флюида стабильным, на каждом этапе флюид последовательно проходит через новую, неизмененную порцию породы. Таким образом, в действие вовлекается весь объем вмещающих пород, а не только предрудная зона.

На регрессивном этапе рудная минерализация, отвечающая гидротермально-метасоматической стадии (золотопродуктивная среднетемпературная стадия – 220–190 °С), формируется благодаря разгрузке флюидов, приходящих из вмещающих углеродистых пород. Рудообразование осуществляется в зонах трещиноватости, рассланцевания, где происходит становление золоторудных тел штокверкового и жильного типов. Для этой стадии характерна мусковит-кварц-пиритовая с самородным золотом ассоциация. В конце этапа (190–150 °С и ниже) возникает низкотемпературная биотит-кварц-гидроксил-апатитовая с дисперсным золотом ассоциация.

Итак, первый и второй резервуары представляют вмещающую породу (Т 450 °С, Р 6000 бар), находящуюся в метастабильном равновесии с движущимся через нее флюидом, обогащенным органическим веществом и серой (см. рис. 1).

Рассчитанный равновесный состав системы точно отвечает хорошо изученному минеральному составу пород. Таким образом, флюиды наследуют микроэлементный состав вмещающих пород. Несмотря на то, что модель рассматривает процесс в условном времени (т.е. флюид поступает в систему неоднократно), состав равновес-

ного минерального парагенезиса не меняется (рис. 2). Этот процесс сопровождается образованием больших количеств углекислоты, метана, водорода, сероводорода. Формируется рассеянная минерализация. Благородные металлы присутствуют преимущественно в самородной форме или твердых металлических растворах, неравновесных с минеральным составом вмещающих пород. По мере протекания процесса, органическое вещество карбонатизируется и графитизируется. Основные формы существования золота во флюиде AuCl, AuHS и $Au(HS)_2$.

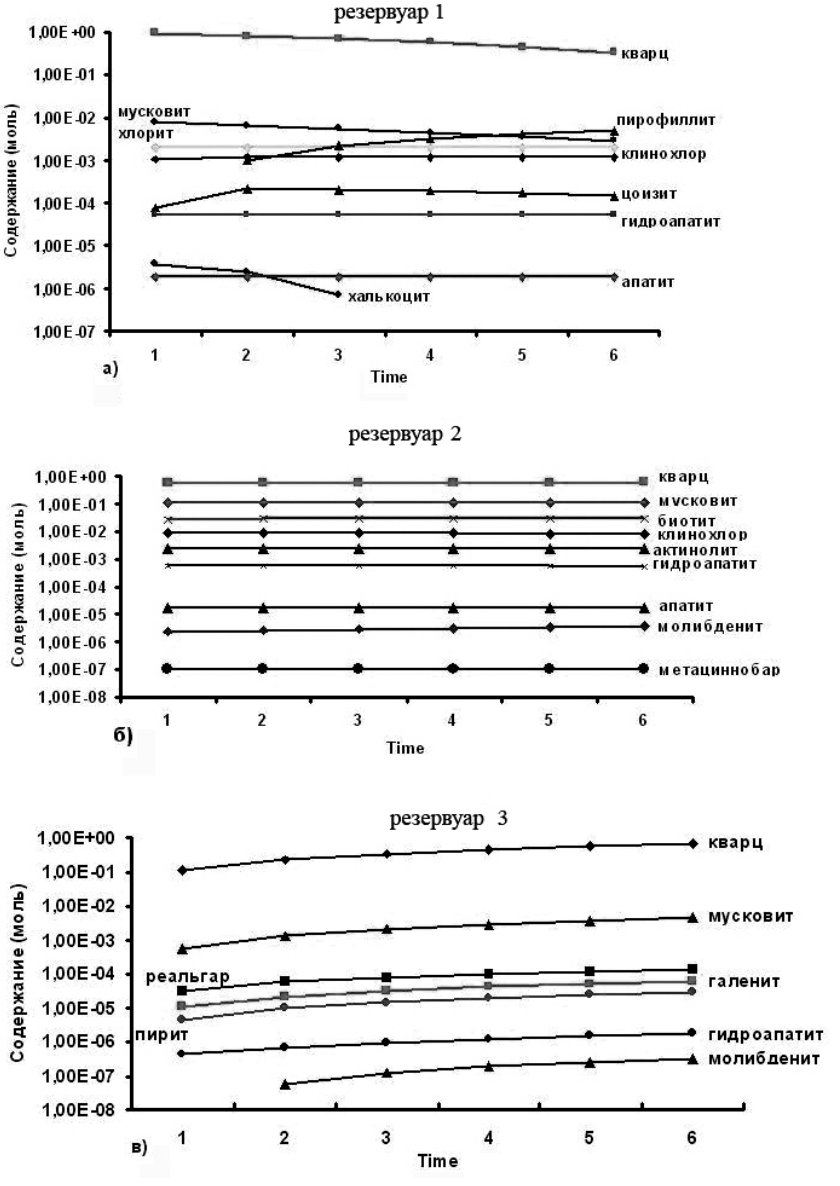

Рис. 2. Накопление минералов в резервуарах (а – первом, б – втором, в – третьем).

Третий резервуар соответствует метаморфогенно-метасоматической стадии минералообразования. Растворенные металлсодержащие органические комплексы разрушаются, и формируется слабокислый (pH 5–6) флюид. Равновесная ему минеральная ассоциация имеет сидерит-кварц-сульфидный состав (сульфиды и арсениды платины, куперит, сперрилит). Кислые флюиды, взаимодействующие с карбонатами, нейтрализуются. Содержание золота в гидротермальных растворах в условиях высоких температур (380–250 °С; 210–120 бар) достигает 6.5 моль/кг. Снижение PT-условий приводит к формированию гидрокарбонатного флюида, углекислометановых газов и анкерит-кварц-пирротин-пиритовой ассоциации с самородным золотом, что можно рассматривать как пострудную стадию, на которой формируется сидерит-анкерит-кварцевая ассоциация. Собственно рудная ассоциация и сопутствующие ей элементы – Au, Ag, Cu, Ni, Co, Fe, Pb, Zn, As, Sb, S (рис. 3) накапливаются в системах разрывов и трещиноватости пород за счет циркуляции элизионных вод при снижении температуры до 220–190 °С.

Удалось установить интересную особенность, которая позволяет более подробно рассмотреть регрессивные изменения пород. Дело в том, что регрессивная стадия заключается не только в мусковитизации и хлоритизации проявляющейся вдоль открытых трещин, но и в том, что если во флюиде сохраняется высокое содержание серы, то пиритизация рудной зоны продолжается, что может привести к повышению растворимости золота и снижению его запасов уже накопленных в резервуарах. Если же содержание серы во флюиде со временем убывает, то золото продолжает накапливаться на всем протяжении процесса поступления флюида в рудную зону. Однако в этом случае содержание пирита в рудной зоне начинает убывать, а железо накапливается в карбонатах и хлоритах.

Характер преобразования, наложенный на прогрессивный этап метаморфизма, проявляется в развитии кварц-биотит-анкерит-карбонатных прожилков по зонам дробления метаморфических пород. Оно происходит наиболее активно вдоль трещиноватых, ослабленных зон ввиду их максимальной проницаемости и не захватывает всю массу породы. Становится очевиден изохимический характер процесса рудообразования и явная зависимость минерального состава руд от вмещающих пород.

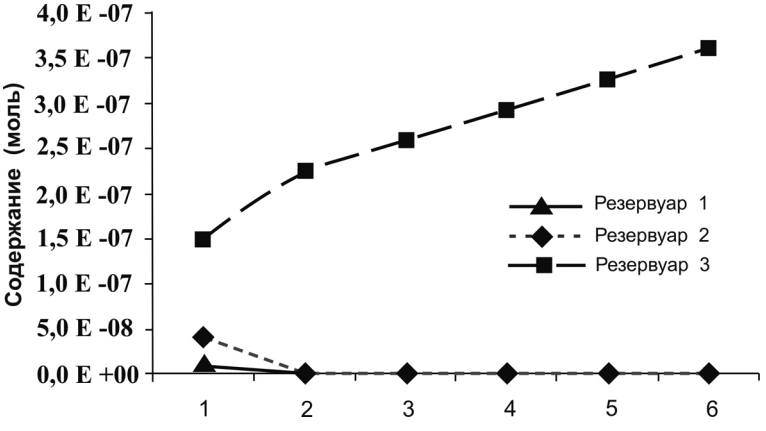

Рис. 3. Скорость накопления Au в резервуарах.

Из произведенных геологических наблюдений, анализа минеральных парагенезисов, результатов физико-химического моделирования следует, что процессы рудообразования происходили в послеинверсионный период на регрессивном этапе метаморфизма в обстановке начавшегося растяжения и раскрытия системы. На описанном этапе в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма им сопутствовало формирование серий кварцевых жил. При раскрытии трещин и локальном падении давления в них отлагался кварц, карбонаты, золотоносный пирит и прочие рудные минералы.

Рассчитанная модель показывает возможность формирования месторождений золота по предлагаемой схеме без дополнительного привноса рудного компонента из внешних источников. Адекватность рассчитанной модели подтверждается множественными петрографическими данными изучаемого объекта. Кроме того, сформированную модель можно считать базовой для проведения физико-химического моделирования формирования месторождений золота метаморфогенно-гидротермального (сухоложского) типа.

Авторы выражают признательность В. А. Бычинскому за ценные рекомендации и содействие при выполнении данной работы.

Литература

Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.

Немеров В. К., Спиридонов А. М., Развозжаева Э. А. и др. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухоложского типа // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 17–24.

Развозжаева Э. А., Прокофьев В. Ю., Спиридонов А. М. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 2. С. 116–124.

А. С. Романова
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
asr@lenta.ru

Цинк в рассеянном углеродистом веществе месторождения Сухой Лог, Сибирь

(научный руководитель Э. А. Развозжаева)

Одной из проблем органической геохимии является изучение роли углеродистого вещества черносланцевых толщ в процессах рудообразования. Рассеянное углеродистое вещество (РУВ) состоит из растворимой компоненты – битумоида и нерастворимого углеродистого вещества (НУВ) – керогена. Кероген – основной компонент РУВ углистых сланцев, равномерно распределенный по всему объему. Нерастворимое углеродистое вещество представляет собой разупорядоченные неструктурированные формы углерода. Битумоид присутствует в незначительных количествах (0.00n %) и является реликтом первичного УВ осадков.

Целью представленной работы является выявление закономерностей распределения микроэлементов в углеродистом веществе черносланцевых пород. Объектом исследования было выбрано детально изученное месторождение Сухой Лог.

Месторождение Сухой Лог расположено в пределах Байкало-Патомского нагорья Бодайбинского рудного района и локализовано в верхнерифейских углеродистых карбонатно-терригенных породах хомолхинской свиты средне-верхнерифейского возраста, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Исследование углеродистого вещества проводилось на образцах, отобранных из керна скважин 51р и 109р месторождения (рис. 1). В процессе исследований было выделено и проанализировано углеродистое вещество (растворимая и нерастворимая части) сланцев подрудной (ПР), подрудной минерализованной (ПРМ), рудной (Р), надрудной минерализованной (НРМ) и надрудной (НР) зон месторождения.

Экстракция битумоидов и определение группового состава осуществлялись по классической схеме, принятой в органической геохимии. Выделение нерастворимого углеродистого вещества производилось с помощью метода флотации с петролейным эфиром.

Определение концентраций элементов (Au, Ag, V, Cu, Zn, Ni) осуществлялось методом атомно-абсорбционной спектроскопии (ВостСибНИИГГиМС). Полученные данные по распределению элементов по фракциям битумоидов: асфальтогеновые кислоты (АК), асфальтены (АСФ), углеводороды (УВ), бензольные смолы (БС) и спирто-

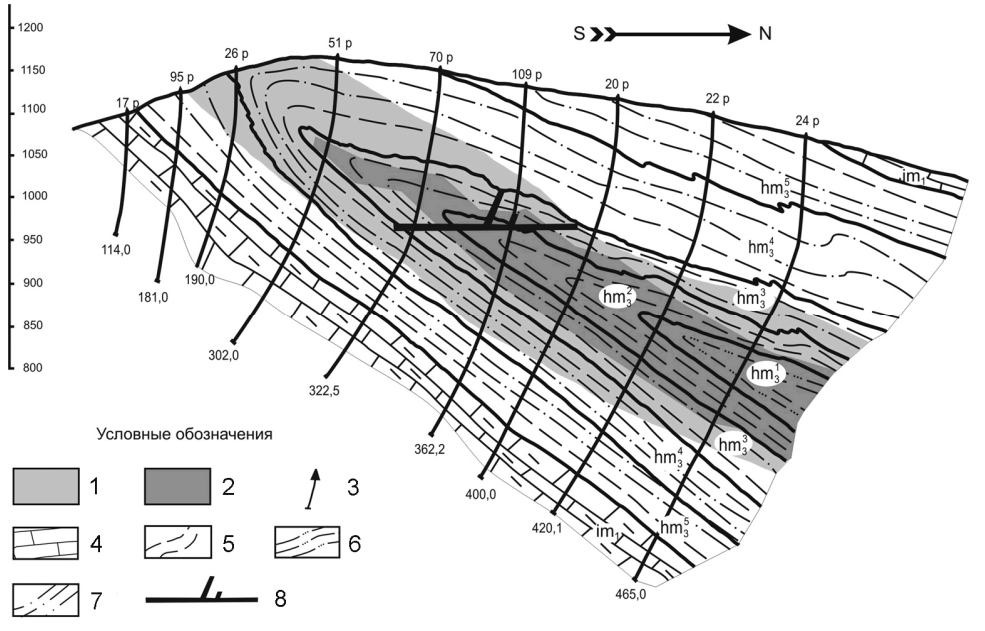

Рис. 1. Поперечный разрез месторождения Сухой Лог по [Евсеев и др., 2008].

1 – зона метасоматической карбонатно-сульфидной минерализации (вкрапленного типа): надрудная зона, подрудная зона; 2 – рудная зона, представленная прожилково-вкрапленными золото-пирит-кварц-карбонатными рудами (карбонаты – анкерит, доломит); 3 – разведочные скважины; 4 – карбонатные отложения; 5 – пелиты, 6 – алевропесчаники, 7 – алевролиты, 8 – подземная горная выработка (штольня).

Таблица

Содержание цинка во фракциях битумоидов, г/т

Зона / Битумоид	УВ	БС	СБС	АК	АСФ
Надрудная	6.0	3.0	20	130	320
Надрудная минерализованная	0.6	1.0	35	40	2800
Рудная	0.4	4.0	20	730	240
Подрудная минерализованная	2.5	120	150	220	960
Подрудная	3.0	1.5	120	310	830

бензольные смолы (СБС), показывает, что концентрации металлов варьируют в очень широких пределах [Евсеев и др., 2008]. Наибольшие концентрации рудного и сопутствующих компонентов связаны с фракциями асфальтеновых кислот и асфальтенов [Развозжаева и др., 2011]. Предполагается, что эти связи являются реликтовыми и отражают первичное соотношение металлов и битумоидов в УВ черных сланцев [Немеров и др., 1987].

В приведенном ряду одним из наименее изученных элементов, несмотря на свою информативность, является Zn. Содержания металла в битумоидах варьируют от 0.4 до 2800 г/т (табл.). Наибольшие концентрации металла, как и предполагалось, обнаружены в асфальтеновых фракциях, т.к. асфальтены в наибольшей степени связаны с микроэлементами. Они являются высокомолекулярными полимерами, в составе которых содержаться гетероэлементы (S, N, O), которые могут образовывать связи с металлами.

Одной из основных задач, поставленных в работе, было изучение нерастворимого углеродистого вещества. Проведенные исследования показали, что наибольшее содержание цинка (метод атомно-эмиссионной спектроскопии) регистрируется в надрудной (14000 г/т) и в подрудной (11000 г/т) зонах, т.е. в породах, претерпевших наименьшие изменения, связанные с рудным процессом. В рудной зоне месторождения, содержания цинка в керогене имеет наименьшую концентрацию (110 г/т). Эти данные представляют особый интерес ввиду того, что фоновые содержания цинка в объеме пород на месторождении независимо от зоны метасоматических преобразований имеют абсолютно равномерное распределение (рис. 2).

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1) Битумоид выполняет транспортную функцию для металлов (в т.ч. Zn) и участвует в процессе формирования геохимической специализации черносланцевой толщи.

2) Усиление термодинамического градиента (региональный метаморфизм зеленосланцевой фации) приводит к деструкции органического вещества катагенного флюида. Обогащение металлами керогена вмещающих пород месторождения происходит ввиду сорбционной активности последнего.

3) Резкое снижение концентрации цинка в рудной и околорудных зонах, вероятно, связано с изменением структуры керогена и последующим его отторжением. Кислый флюид, с которым связан рудный метасоматоз в пределах месторождения, возможно, приводит к перераспределению рудного вещества с последующим осаждением на поверхности сульфидных минералов в пределах зоны рудогенеза, а также слюд (серицит, мусковит, парагонит), которые характеризуются высокой сорбционной способностью.

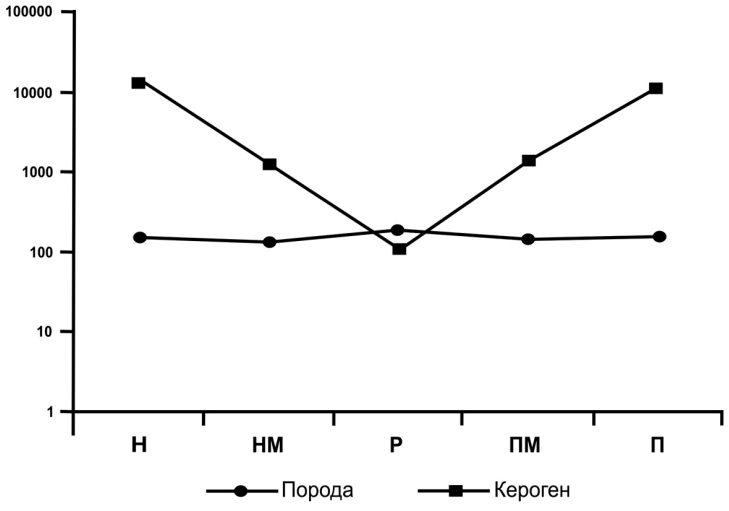

Рис. 2. Распределение цинка в керогене и породе, г/т.

4) Отсутствие увеличения содержания Zn в рудной зоне месторождения, свидетельствует о перераспределении вещества в рудном процессе непосредственно внутри черносланцевого горизонта вмещающего оруденение, без участия ювенильного источника.

Литература

Евсеев В. В., Немеров В. К., Серебренникова О. В. Особенности состава органического вещества и распределения редких металлов в древних черносланцевых формациях Сибири // Нефтегазовое дело. 2008. http://www.ogbus.ru/authors/Evseev/Evseev_1.pdf

Немеров В. К., Развозжаева Э. А. Геохимическая характеристика позднедокембрийских черносланцевых толщ Байкало-Патомского нагорья // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар, 1987. С. 26–27.

Развозжаева Э. А., Спиридонов А. М., Таусон В. Л., Будяк А. Е. Формы золота в геополимерах углеродистых сланцев (Патомское нагорье, Восточная Сибирь) // Геохимия. 2011. № 9. С. 998–1004.

А. А. Илева
ООО «Копыловский», г. Бодайбо
Anka_ileva@mail.ru

Кварцево-жильный тип как один из типов золоторудной минерализации в пределах Бодайбинского рудно-россыпного узла (Восточная Сибирь)

В геологическом отношении описываемая территория расположена в пределах Бодайбинского рудного района, который является одним из крупнейших золотоносных районов мира. Район расположен на Витимо-Патомском нагорье в северо-восточной части Иркутской области, сложен рифейско-вендскими карбонатно-терри-

генными отложениями бодайбинской серии, смятыми в складки, прорванными верхнепалеозойскими гранитоидами и рыхлыми отложениями четвертичной системы.

Рудное золото в пределах Бодайбинского золотоносного района представлено двумя формационными типами: золото-кварц-сульфидным и золото-кварцевым. Золото-кварц-сульфидный прожилково-вкрапленный тип оруденения является главным промышленным типом Бодайбинского района. Типовые месторождения: Сухой Лог, Голец Высочайший, Невское. Золото-кварцевый тип морфологически подразделяется на жильные зоны, штокверки, отдельные жилы. Они приурочены к осевым частям сжатых антиклиналей и представляют собой субширотные линейные жильные зоны. В регионе данный тип представлен такими месторождениями как Догалдынская жила и Кавказ.

В пределах Бодайбинского рудного района выделено 3 рудно-россыпных узла (с юга на север): Бодайбинский, Маракано-Тунгусский и Хомолхинский. Бодайбинский рудно-россыпной узел охватывает бассейн среднего и верхнего течения р. Бодайбо. В его состав включены рудные поля Красное, Васильевское, Громовское, Артемовское, Копыловско-Электрическое, Крутинское.

Месторождение Догалдынская жила является эталонным месторождением золото-кварцевого типа в Бодайбинском районе и находится в центре Артемовского рудного поля. Жила имеет мощность от 0.1 до 5.2 м и протяженность 1340 м. Золото сконцентрировано в рудных столбах длиной до 100 м. Кварцевые тела, как правило, располагаются на удалении 10–20 м друг от друга. Золото распределено неравномерно – от 1 до 10 г/т. Подсчитаны запасы категории $B+C_1$ в количестве 0.5 т золота со средним содержанием золота 8.2 г/т. Кроме того, выявлено еще 19 кварцевых жил мощностью более 0.8 м.

Изучение золото-кварцевого типа автором проводилось в процессе работы на месторождениях Кавказ, Копыловское и рудопроявлении Красное. Данные для изучения были получены в результате картирования канав, шурфов и документации скважин колонкового и шламового бурения, выполненных автором работы.

Рудное поле Красное охватывает площадь около 60 км^2. Из пликативных структур выделяются две крупные антиклинали: Верхне-Бодайбинская и Рудная, разделенные Ложковой синклиналью. В пределах рудного поля выделяются прожилково-вкрапленный кварц-сульфидный и кварцево-жильный типы минерализации; последний пользуется ограниченным развитием. Зачастую эти два типа совмещены.

Кварцево-жильная минерализация располагается в пределах рудного поля в виде трех субширотных зон (полос), ориентированных согласно направлению основных структур. Северная полоса кварцевых жил приурочена к ядру и южному крылу Верхне-Бодайбинской антиклинали. Центральная полоса развития кварцевых жил расположена в южном крыле Рудной. Третья полоса кварцевых жил приурочена к структурному осложнению в породах. Распределение кварцево-жильного материала в этих полосах неравномерное и участки с повышенной концентрацией чередуются с пустыми. Кварцевая минерализация локализована в жилах и прожилках, которые обычно имеют линзовидную морфологию.

Рудная минерализация кварцевых жил довольно бедная (менее 1 %) и представлена, в основном, пиритом при подчиненном количестве пирротина и, реже, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и серебром.

Результаты проведенных работ не опровергли нахождения промышленных содержаний золота в кварцево-жильных зонах, но для более достоверной оценки тре-

буются дополнительные работы. На данный момент уровень содержания золота в пробах не превышает 1 г/т.

Васильевское рудное поле занимает площадь около 60 км^2. В пределах поля известно месторождение Кавказ, которое расположено в сводовой части Васильевской антиклинали [Суслов и др., 1981ф]. Минерализация в пределах всего Васильевского рудного поля, и месторождения Кавказ в частности, приурочена к кварцевым жилам и связанным с ними зонами окварцевания, которые являются единственными промышленно значимыми объектами, поскольку большим объемом опробования доказана низкая золотоносность сульфидной вкрапленной и кварц-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации. Поисковыми работами выявлено более 100 кварцевых жил различной мощности, ориентировки и протяженности [Эпов и др., 2003ф]. Основная часть кварцевых жил на Васильевском рудном поле концентрируется в виде полосы субширотной ориентировки (жильное поле). Ширина полосы колеблется от 200–300 до 800 м. К центральной части жильного поля приурочено месторождение Кавказ. На месторождении геологоразведочными работами выявлено 4 субмеридиональные кварцево-жильные зоны. По своей морфологии это седловидные жилы, протяженностью по простиранию до 1.5 км, протяженность по падению в северном крыле до 350–400 м, в южном – 50–100 м.

Зона окварцевания 1. В пределах зоны выделено рудное тело со средним содержанием золота 9.9 г/т (редко содержания достигают 34.09 г/т). Анализ данных опробования позволяет сделать выводы о гнездовом, а на отдельных участках – столбовом распределении золота. Основное богатство жилы создают рудные столбы. Ширина столбов колеблется от 20 до 40 м, протяженность по падению не выяснена. Расстояние между столбами – 20 и более метров. Содержание золота в промежутках между рудными столбами падает до 2–3 г/т, продуктивность возрастает с глубиной. По данным опробования стержневой жилы среднее содержание золота на глубине 7.6 г/т, по сравнению с 3.9 г/т по поверхности.

Зона окварцевания 2 характеризуется золотоносностью от 2 г/т и ниже.

Зона окварцевания 3. Отличительной особенностью зоны является отсутствие стержневой жилы и широкое распространение непротяженных кулисообразных кварцевых тел. Максимальное содержание золота 4.0 г/т.

Зона окварцевания 4. Основной является система крутопадающих жил, оперяющих стержневую жилу. Рудная минерализация кварцевых жил бедная (менее 1–3 %) и представлена преимущественно пиритом, в подчиненном количестве халькопиритом, халькозином, реже галенитом, сфалеритом, пирротином, серебром. В ходе лабораторных работ золото в аншлифах встречено в виде включений в мелкозернистом пирите. Пирит с включениями золота содержит примесь мышьяка. Содержание серебра в золоте – до 19 мас. % (анализ выполнен на электронном микроскопе РЭММА-202 М с ЭДП в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс, аналитик В. А. Котляров).

На месторождении в 2003 г. утверждены запасы в количестве: категории C_1+C_2 – 1036 т со средним содержанием 9.4 г/т золота. Прогнозные ресурсы по месторождению Кавказ по категории P_1+P_2 определены в 12 т золота.

Копыловско-Электрическое рудное поле. В его составе отмечается три кварцево-жильных месторождения: Электрическое, Банное и Копыловское. Месторождение Копыловское приурочено к узкой асимметричной антиклинальной складке (Копыловская антиклиналь). Месторождение подробно изучено [Аксенов, 2004ф] и относится к категории мелких. В качестве рудной зоны месторождения принята ядерная

часть Копыловской антиклинали и ее северное крыло, как наиболее насыщенные кварцевыми жилами и жильно-штокверковыми зонами с высокопродуктивными рудными столбами (рис.). Установлено, что распределение золота крайне неравномерное и прерывистое. Оно классифицируется как гнездовое, столбовое. На месторождении выделено 3 рудные зоны. Первая рудная зона представляет собой прокварцованную зону дробления и характеризуется повышенным содержанием золота до 2.09 г/т. Рудные зоны 2 и 3 сложены углеродистыми сланцами с окварцеванием штокверкового типа и пространственно совмещены с Копыловской антиклинальной складкой.

Золото-кварцевая формация представлена кварцевыми жилами и кварцево-жильными зонами (штокверками). В пределах месторождения выявлено несколько крупных кварцевых жил. Наиболее крупная имеет длину во вскрытой части около 800 м, мощностью до 7.5 м. Кварцево-жильный тип оруденения является наиболее контрастным по содержанию золота: на фоне сравнительно низких (1.0–1.5 г/т) содержаний появляются локальные обособления с высокими и даже ураганными содержаниями. В кварцевых жилах золото встречается только в зальбандах и в пустотах выщелачивания сульфидов. Жильно-штокверковые пологозалегающие кварцевые зоны, вытянутые в субширотном направлении, приурочены к ядерной части антиклинали. На месторождении выделено пять жильно-штокверковых зон протяженностью до 900 м и мощностью до 35 м. Как правило, эти зоны не имеют четких границ и были выделены условно по насыщенности породы кварцево-жильным материалом свыше 20 % от общего объема.

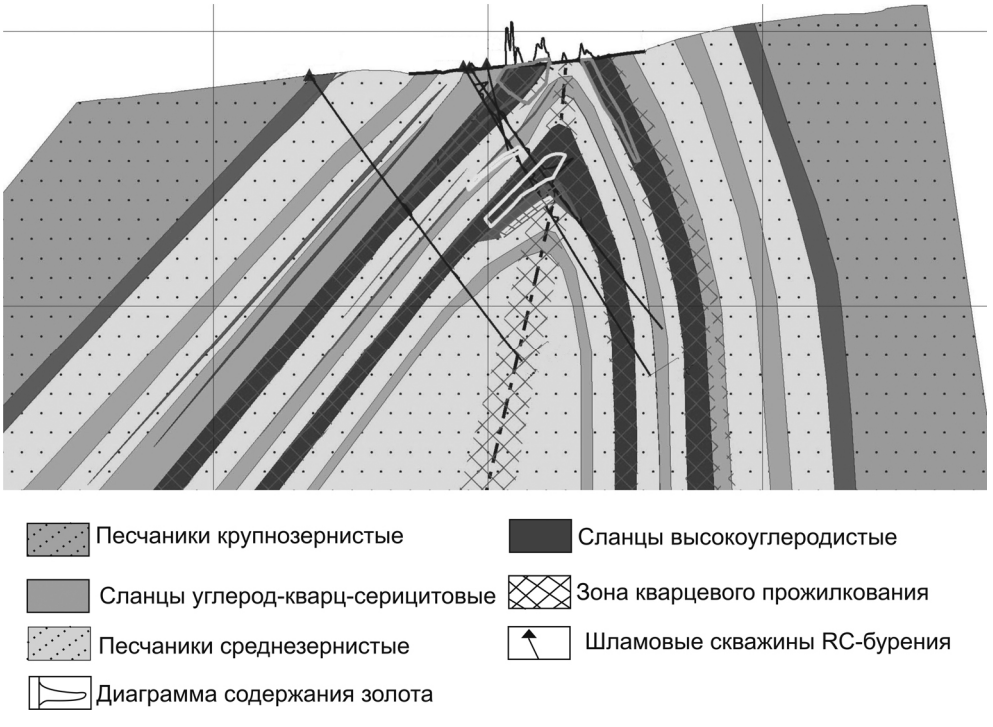

Рис. Геологический разрез месторождения Копыловское.
Сетка 100?100 м. Контуры рудных тел показаны жирной линией.

Минеральный состав золото-кварцевых жил и жильно-штокверковых зон представлен преимущественно пиритом при подчиненном количестве халькопирита, галенита, сфалерита, пирротина и золота.

В аншлифах находки золота связаны с мелкозернистым пиритом, который обогащен мышьяком. Золото представлено изометричными зернами, включениями в пирите и вытянутыми зернами, цепочками, пластинками, заполняющими межзерновое пространство и микротрещины. Золото содержит примесь меди (до 0.19 мас. %) и серебра. Содержание серебра меньше в изолированных включениях золота (до 19 мас. %), и выше – в золоте из трещин (до 31 мас. %).

По кварцево-жильной зоне месторождения Копыловское до глубины 30 м в 2004 г. утверждены запасы золота в количестве: по категории C_1 – 0.231 т со средним содержанием 2.43 г/т и категории C_2 – 4.75 т со средним содержанием 3.43 г/т.

Таким образом, по результатам работ было выявлено большое количество разноразмерных золоторудных объектов, среди которых преобладают объекты золото-кварцевой формации при доминирующем значении по запасам и ресурсам золото-сульфидной формации. На ряде месторождений оба этих типа оруденения пространственно совмещены. Золото в пределах кварцевых жил и штокверков распределено крайне неравномерно и характеризуется как столбовое. Считается, что перспективными являются только те кварцево-жильные зоны, которые испытали дополнительную гидротермальную проработку.

Золото, как правило, крупное в кварце и зальбандах и субмикроскопическое во вмещающих породах. Золото в кварцевых жилах и кварцево-жильных зонах представлено самородной формой. Оно чаще всего отлагается в микротрещинах в кварце, на контактах зерен и отмечается в срастании с пиритом и галенитом и в виде включений в них.

Литература

Аксенов И. М. Отчет о результатах геологоразведочных работ 2000–2004 гг. с подсчетом запасов в пределах золоторудного месторождения «Копыловское» по состоянию на 01.09.2004. ООО «Угрюм-река», Бодайбо-Иркутск, 2004ф.

Суслов Н. А., Мартыненко В. Г., Бобров В. А. и др. Отчет о результатах поисковых работ на золото в пределах Васильевского рудного узла за 1978–1981 гг. Иркутск, 1981ф.

Эпов Е. А. и др. Отчет о результатах геологоразведочных работ в пределах месторождения Кавказ с подсчетом запасов рудного золота по состоянию на 01.01.2003. Артель старателей «Лена», Иркутск, 2003ф.

Ф. П. Леснов, О. А. Козьменко, И. В. Николаева, С. В. Палесский
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
felix@igm.nsc.ru

Распределение ЭПГ и Re в породах и хромититах Березовского и Южно-Шмидтовского мафит-ультрамафитовых массивов (о. Сахалин)

Березовский, Южно-Шмидтовский и ряд других полигенных мафит-ультрамафитовых массивов входят в состав мезозойской Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Первый из них, более детально изученный, расположен в Восточно-Са-

халинских горах в средней части острова, второй – в его самой северной части. В Березовском массиве достоверно установлено более позднее формирование габброидного интрузива по отношению к протрузии ультрамафитовых реститов. В обоих массивах обнаружены проявления хромититовых руд, в том числе коренные [Слодкевич, Леснов, 1976; Леснов и др., 1998; 2010].

Таблица 1

Содержание ЭПГ и Re в породах из Березовского и Южно-Шмидтовского мафит-ультрамафитовых массивов, мг/т

Элемент	Гарцбургиты			Лерцолиты			
	Номера образцов						
	1610-2	1610-2*	1610-3	145	1596	161	163
Os	1.13	1.08	1.20	0.41	0.65	2.32	5.13
Ir	1.28	1.08	1.24	0.68	0.50	2.09	3.87
Ru	5.73	5.03	6.41	1.47	4.65	4.53	9.27
Rh	2.31	2.08	1.68	0.89	0.56	1.00	1.94
Pt	13.0	11.2	9.99	8.10	1.40	5.26	8.54
Pd	Н.д.	25.5	7.19	0.96	0.79	7.05	9.75
Re	0.15	0.11	0.17	0.04	0.09	0.24	0.33
Сумма	Н.д.	46.0	27.9	12.6	8.63	22.5	38.8
Ir/Pd	Н.д.	0.04	0.17	0.71	0.63	0.30	0.40
Ir/Re	8.4	10.3	7.3	16.2	8.8	11.7	5.7
Pt/Re	85.0	106	58.7	193	22.1	25.9	16.0

Окончание табл. 1

Элемент	Плагиоверлиты		Оливиновое габбро	Анортозит	Стандартный образец		Примитивная мантия («пиролит»)	Хондрит
	Номера образцов							
	142	148-1а	155-5	148-1б	GP-13	GP-13*	ПМ	C1
Os	1.02	0.49	0.14	0.46	3.85	3.77	3.4	490
Ir	1.48	0.44	0.10	0.45	3.38	3.58	3.2	455
Ru	4.45	0.64	0.05	1.20	6.89	6.85	5.0	710
Rh	1.11	1.25	0.62	1.25	1.25	1.25	0.9	130
Pt	6.11	5.09	19.7	4.85	6.86	6.90	7.1	1010
Pd	12.3	3.44	1.50	10.9	6.71	6.40	3.9	550
Re	0.02	0.01	0.02	0.04	0.31	0.32	0.28	40
Сумма	26.4	11.4	22.2	19.2	29.2	29.1	23.8	3385
Ir/Pd	0.12	0.13	0.06	0.04	0.50	0.56	0.82	0.83
Ir/Re	73.0	32.7	5.0	12.5	10.9	11.2	11.4	11.4
Pt/Re	302	375	1030	133	22.1	21.6	23.6	25.5

Примечание. Обр. 161 и 163 – Южно-Шмидтовский массив, остальные – Березовский массив. Обр. 1610-3 – апогарцбургитовый серпентинит. GP-13 – стандартный образец, GP-13* – стандартный образец по [Wittig et al. 2010]. ПМ – примитивная мантия («пиролит») и хондрит C1 по [McDonough et al., 1995].

В данной работе представлены первые результаты определения содержаний элементов платиновой группы (ЭПГ) и Re в породах и хромититах из этих массивов. Анализы выполнены методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием (ID-ICP-MS) и с применением усовершенствованной методики разложения проб в трубках Кариуса, детально описанной в работе [Козьменко и др., 2011]. Эта методика позволяет проводить разложение при температуре около 300 ЖС, что является необходимым условием, особенно при анализе хромититов. Достоверность определения содержаний элементов обеспечивалась повторным анализом проб, а также сравнением результатов анализа стандартного образца GP-13 с опубликованными данными (табл.).

Суммарные содержания ЭПГ в исследованных образцах пород составили от 8.6 до 46 мг/т. Гарцбургиты, лерцолиты и плагиоверлиты характеризуются повышенными содержаниями Os и Ir по сравнению с оливиновым габбро и оливинсодержащим анортозитом. Содержание Pd в ряде образов превышает содержание Pt, в других – наоборот, ниже его. Лерцолиты из Южно-Шмидтовского массива отличаются повышенными содержаниями Os, Ir и Ru по сравнению с лерцолитами и гарцбургитами из Березовского массива. Плагиоверлиты Березовского массива характеризуются повышенными значениями параметров Os/Re, Ir/Re, Rh/Re, Rh/Re, Pt/Re и Pd/Re по сравнению с остальными проанализированными породами. Значение параметра Ir/Pd изменяется в интервале от 0.04 до 0.71, при этом лерцолиты отличаются от остальных пород более высокими его значениями. Спектры распределения нормированных на примитивную мантию содержаний ЭПГ и Re исследованных пород имеют форму дугообразно изогнутых кверху линий с максимумами в области Ru-Rh-Pt, при этом в большинстве образцов содержание Ru, Rh и Pt несколько выше, чем в примитивной мантии (рис. 1). В Березовском массиве были обнаружены элювиально-делювиальные, а также единичные коренные проявления массивных и густовкрапленных хромититов. Коренные проявления представлены жилообразными и шлироподобными обособлениями мощностью 0.02–1 м и протяженностью до десяти метров. Содержание Cr_2O_3 в массивных хромититах составило 50–55 мас. %, в качестве примеси в них присутствуют Ni, Co, Cu, V, Zn.

Суммарные содержания ЭПГ в проанализированных хромититах составили от 693 до 834 мг/т. Соотношение содержаний элементов в них соответствует формуле Os < Ir < Ru > Rh > Pt > Pd, то есть Ru является главным элементом группы платины в хромититах из этого массива (табл. 2).

Таблица 2

Содержание ЭПГ и Re в хромититах из Березовского массива, мг/т

Элементы	Ев-2	Ев-3	1051Б
Os	–	–	106
Ir	133	162	117
Ru	418	619	484
Rh	60.0	42.0	16.9
Pt	4.52	9.86	30.0
Pd	0.666	1.34	9.51
Сумма	–	–	763
Ir/Pd	200	121	12
Pt/Pd	6.8	7.4	3.2
Re	0.097	0.097	0.117

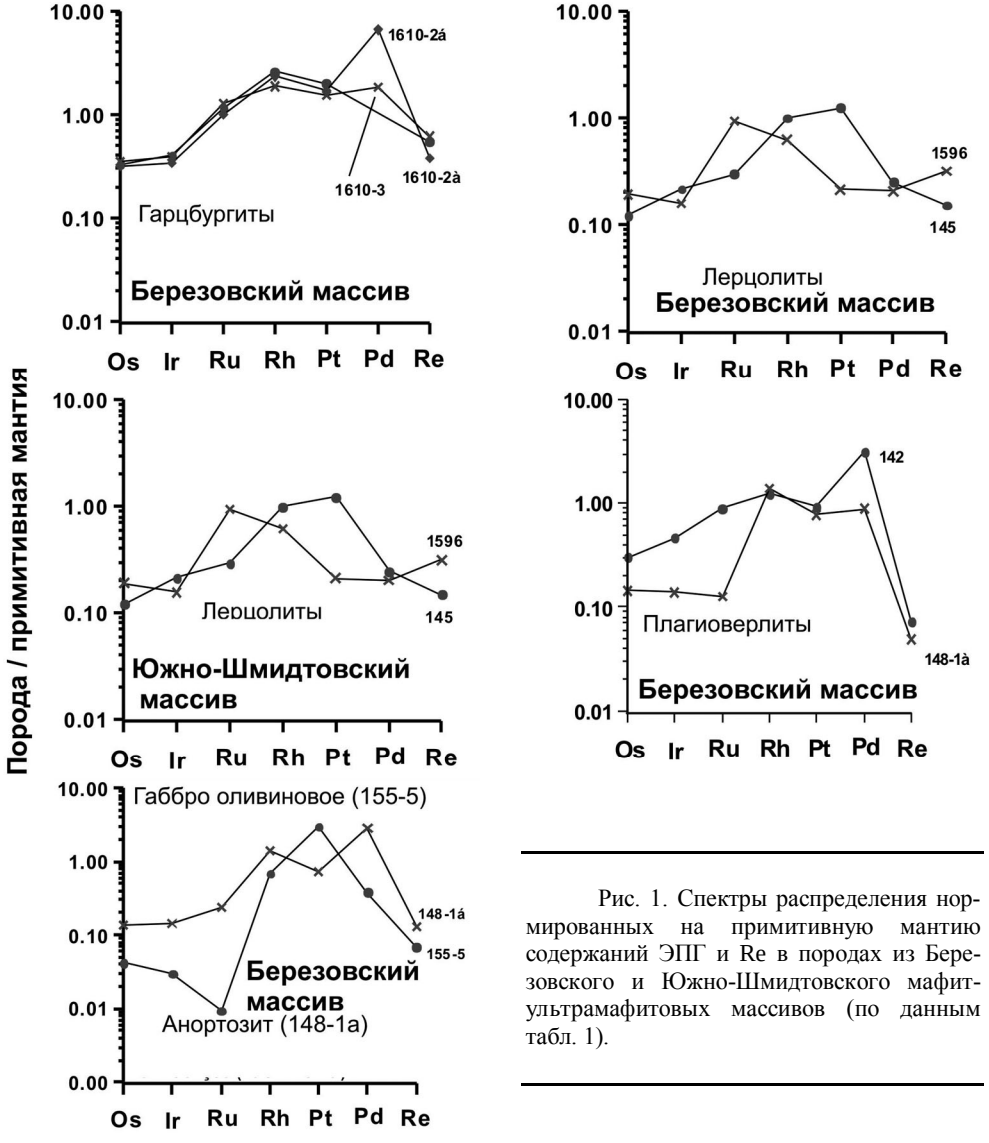

Рис. 1. Спектры распределения нормированных на примитивную мантию содержаний ЭПГ и Re в породах из Березовского и Южно-Шмидтовского мафит-ультрамафитовых массивов (по данным табл. 1).

Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний ЭПГ и Re в исследованных хромититах, имея форму дугообразно изогнутых кверху кривых с максимумом в области Ru и резким минимумом в области Pd и Re (рис. 2), подобны спектрам распределения ЭПГ в мантийных подиформных хромититах [Page et al., 2012]. Содержания Os, Ir, Ru и Rh в них находятся на уровне ~0.1–0.4 хондритовой нормы, Pt, Pd и Re – на уровне ~0.001–0.01 хондритовой нормы. На рисунке 2, кроме того, показаны спектры распределения хондрит-нормированных содержаний ЭПГ и Re в минерале ряда лаурит (RuS_2)–эрлихманит (OsS_2), который был ранее обнаружен в этих пробах хромититов и проанализирован с применением сканирующего электрон-

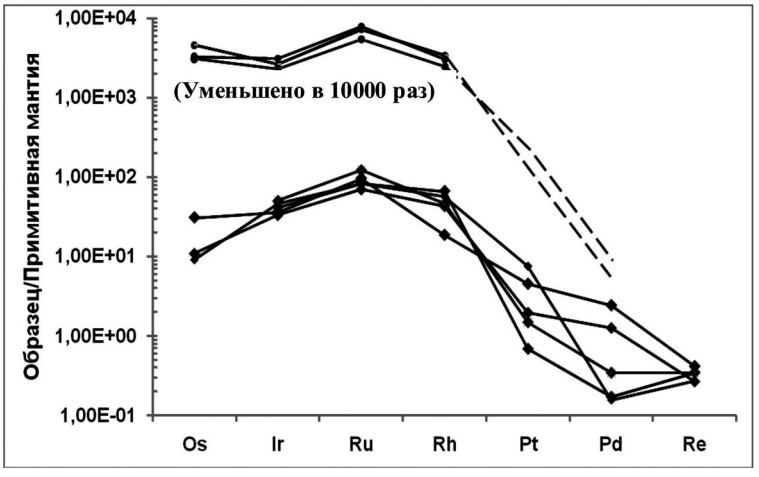

Рис. 2. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний ЭПГ и Re в хромититах из Березовского мафит-ультрамафитового массива (по данным табл. 2), а также в содержащихся в них лауритах по [Леснов и др., 2010].

Для наглядности содержания элементов в лауритах уменьшены в 10 000 раз. Фрагменты спектров в области Pd и Pt для хромититов (штриховые линии) показаны посредством экстраполяции.

ного микроскопа [Леснов и др., 2010]. Подобие конфигурации спектров распределения ЭПГ и Re в лаурите-эрлихманите, с одной стороны, и в валовых пробах содержащих его хромититов, дает основание предполагать, что этот минерал является главным и, возможно, единственным концентратором этих элементов в исследованных хромититах.

Литература

Козьменко О. А., Палесский С. В., Николаева И. В. и др. Усовершенствование методики химической подготовки геологических образцов в трубках Кариуса для определения элементов платиновой группы // Аналитика и контроль. 2011. Т. 15. № 4. С. 378–385.

Леснов Ф. П., Гальварсен В. Г., Цимбалист В. Г., Титов А. Т. Первые данные об U-Pb изотопном датировании и коренной платиноносности Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Доклады АН. 2010. Т. 433. № 6. С. 792–795.

Леснов Ф. П., Гора М. П., Бобров В. А. и др. Распределение редкоземельных элементов и вопросы генезиса Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 42–58.

Слодкевич В. В., Леснов Ф. П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин) // Мат. по генетич. и эксперим. минералогии. Новосибирск: Наука. 1976. Т. 10. С. 53–63.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

Page Ph., Barnes S.-J., Bedard J., Zientek M. In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeiite and boninite magmas: Implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation // Chemical Geology. 2012. Vol. 302–303. P. 3–15.

Wittig N., Webb M., Pearson D.G. et al. Formation of the North Atlantic Craton: Timing and mechanisms constrained from Re–Os isotope and PGE data of peridotite xenoliths from S.W. Greenland // Chemical Geology. 2010. Vol. 276. P. 166–187.

Г. В. Кузнецов
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
grikuz@gmail.com

Особенности распределения и химический состав рудных минералов Прасоловского золото-серебряного месторождения, остров Кунашир

(научный руководитель В. Н. Шарапов)

Рудопроявления и месторождения острова Кунашир относятся к Курило-Камчатской металлогенической провинции, входящей в состав внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса, ведущими рудными элементами которой являются золото и серебро. Основной задачей полевых исследований в 2011 г. было оконтуривание уже известных рудопроявлений и поиск и прослеживание новых рудных зон, а также отдельных кварцевых жил. Собранная коллекция каменного материала содержит все выявленные структурные и минералогические типы золоторудной минерализации Прасоловского золото-серебряного месторождения, отражающие особенности их пространственного размещения во вмещающих породах. Основой инструментальной обработки было использование сканирующего электронного микроскопа Mira3 TESKAN (Чехия) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Изложенная информация содержит данные производственных отчетов за 1999–2004 гг. (отв. исп. А. Г. Демин) и личные наблюдения автора, дополненные результатами лабораторного изучения оригинальной коллекции руд.

История открытия и изучения Прасоловского месторождения объединяет два периода:

1) 1927–1943 гг. – открытие рудных жил и их отработка штольнями, обогащение добытой руды на месте ручным способом, вывоз руды в Японию;

2) 1951–1972 гг. – геологическая съемка территории острова, после которой северная часть острова получила статус золотоносной. В результате поисковых работ В. М. Дуничева и др. (1970 г.) была дана оценка перспективности Прасоловского месторождения на золото-серебряное оруденение.

Опробование золото-кварцевых жил И. Г. Смирновым (1973 г.) позволило дать более глубокую геолого-экономическую оценку Прасоловского месторождения. Геологическая позиция месторождения была охарактеризована в работах Ю. С. Желубовского (1952), В.Я. Данченко (1983), Ю. М. Ковтуновича (1999).

Магматические образования Северо-Кунаширского рудного узла формировались в три стадии проявления неогенового магматизма со становлением двух главных магматических формаций – андезит-дацит-риолитовой и андезит-базальтовой. На площади Прасоловского месторождения распространены различного типа метасоматические изменения, захватывающие все изверженные породы, кроме плиоценовых андезибазальтов и риодацитов. Среди околорудных изменений наиболее широко проявлена площадная аргиллизация и пропилитизация [Данченко, 1990].

Золоторудная минерализация Прасоловского месторождения локализована в жилах кварцевого и адуляр-кварцевого состава, а также в линейных телах сильно окремненных пород. Жилы выполнения и замещения различны по структуре. Количественно среди таких тел преобладают жилы замещения, мощность которых варьирует от первых сантиметров до первых метров. Линейные тела окремненных пород (также называемые «вторичные кварциты») тектонизированы – по трещинам развиваются штокверковые зоны, представленные прожилками выполнения и замещения.

Мощность таких зон варьирует от первых метров до 50–70 м. Установлено два этапа развития Прасоловского месторождения: 1) образование кварцевых жил; 2) образование более поздних адуляр-кварцевых жил. Их пространственное совмещение представляет особый интерес с точки зрения изменения со временем не только фазового состояния рудоносных флюидов, но и их состава.

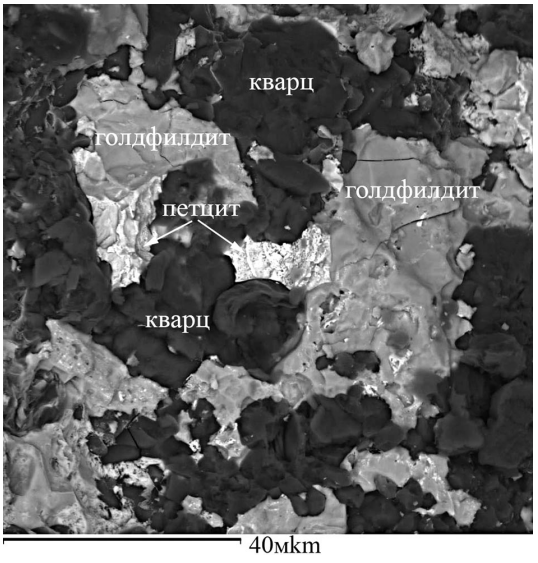

Рис. 1. Вкрапленник голдфилдита и петцита в кварцевой жиле, золото-теллуридно-кварцевые руды.

Принятая типизация руд (А. Г. Демин) основана на распространенности и содержании золота в рудах. Наиболее богатыми и распространенными на месторождении являются *золото-теллуридно-кварцевые* руды. Они слагают полосы мощностью 1–40 см, которые пересекают более ранние золото-полисульфидно-кварцевые руды. Рудные минералы представлены теллуридами, селенидами, блеклыми рудами (тетраэдрит, голдфилдит), а также золотом (рис. 1). Рудные минералы образуют крайне неравномерную вкрапленность, формируют гнезда, а также тонкие прожилки и линзы. Ксеноморфные выделения золота встречаются в срастаниях с халькопиритом, сфалеритом и голдфилдитом. Химический состав минералов представлен в таблице.

Таблица

Химический состав некоторых рудных минералов Прасоловского месторождения (мас. %)

Минерал	S	Cu	As	Se	Ag	Sb	Te	Au
Голдфилдит	25.16	43.26	2.2	2.12	–	6.84	20.42	–
Голдфилдит	25.37	43.49	2.27	1.34	–	7.07	20.46	–
Голдфилдит	22.61	36.99	2.92	2.61	9.56	8.14	17.17	–
Голдфилдит	21.98	49.81	1.16	–	–	6.57	20.48	–
Голдфилдит	18.86	45.53	0.8	1.81	6.09	6.23	20.68	–
Голдфилдит	23.83	45.50	1.42	2.07	–	8.77	18.41	–
Голдфилдит	23.49	43.19	1.67	2.57	1.25	7.38	20.45	–
Петцит	1.78	4.21	–	4.73	48.56	–	25.6	15.12
Петцит	2.84	4.44	–	1.72	40.05	–	30.05	20.9
Петцит	–	2.71	–	–	42.19	–	32.68	22.42
Гессит	0.49	1.94	–	1.5	61.40	–	34.67	–
Гессит	0.33	1.79	–	0.96	64.03	–	32.89	–

Примечание. Составы приведены к 100 %.

Золото-полисульфидно-кварцевые руды включают сфалерит-халькопирит-пиритовую, галенит-сфалеритовую, борнит-халькозиновую ассоциации. Рудная минерализация представлена пятнистой и гнездовой вкрапленностью, а также массивными сульфидными рудами с зональным строением. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, встречается борнит, ковеллин, халькозин, барит. Блеклые руды представлены тетраэдритом и цинкистым тетраэдритом (содержание Zn до 7 мас. %), также присутствуют теллуриды [Кемкина, 2006]. Золото встречается в виде округлых включений в кварце размером 0.1–0.7 мм или выполняет трещинки в пирите.

Золото-адуляр(карбонат)-кварцевые руды развиты слабо и характеризуются невысокой золотоносностью. Руды встречаются в верхних горизонтах сложных жил, где слагают зоны брекчий с переменным количеством адуляра и кальцита. Основными рудными минералами являются пирит, гидроокислы железа и марганца. Золото, совместно с теллуридами и сульфидами, концентрируется в основании тонких рудно-глинистых «подложек», реже встречается в виде ксеноморфных мелких выделений во внутренней части адуляр-кварцевых полос. Более подробное описание золотоносных руд приведено в работах [So et al.,, 1995; Kovalenker, Plotinskaya, 2005].

Метасоматические высококремнистые руды являются поверхностными образованиями в пределах сольфатарной «шляпы», сформированными при разгрузке глубинных растворов. Бедное золотое оруденение встречается в выходящих на поверхность мощных пологих метасоматических залежах низкотемпературных пористых высокоокремненных пород, наложенных на туфогенно-обломочные отложения по периферии неогеновых вулканических построек. По петрографическим особенностям выделяются околорудные фации алунитовых, каолинитовых и монокварцитовых метасоматитов. Наблюдается вертикальная зональность (снизу вверх): каолинитовая – алунитовая – монокварцитовая.

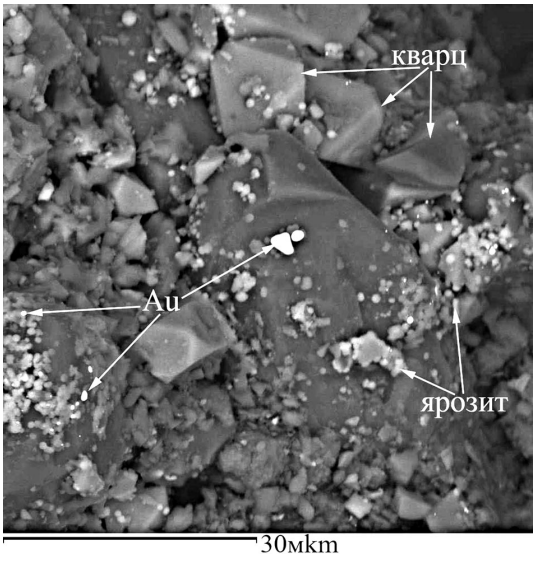

Рис. 2. Самородное золото в метасоматизированных высококремнистых рудах.

В минеральном составе высококремнистых метасоматитов преобладает кварц (до 98 % объема). Наряду с кварцем здесь встречаются барит, каолинит, кальцит, самородная сера. Наиболее распространенными рудными минералами являются самородное золото, пирит, блеклые руды, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, ковеллин. Предыдущими исследователями [Данченко, 1990] для многих рудных минералов выделено несколько генераций, что свидетельствует о многостадийности процесса рудообразовании. В основном, минералы встречаются в виде тонкодисперной вкрапленности, золото приурочено к пириту или встречается в самородном виде (рис. 2).

При картировании зоны оруденения удалось детализировать пространственные контуры минеральных ассоциаций золото-серебряных руд Прасоловского месторождения. В локальных участках определены химические составы рудных минералов, содержащих золото, серебро, теллур, а также пробность самородного золота. Выявленные структурно-текстурные особенности и виды вкрапленности самородного золота имеют практическую значимость при определении технологии его извлечения. В ходе дальнейших исследований предполагается более детальное исследование рудных кварцевых жил в отношении уточнения PT-параметров и состава рудоносных флюидов с помощью комплексного исследования газово-жидких включений в жильных минералах всех стадий рудообразования.

Литература

Данченко В. Я. Золото-серебряная минерализация Большой Курильской гряды. Южно-Сахалинск. ИМГиГ ДВО РАН, 1990.

Кемкина Р. А. Оценка и прогноз загрязнения окружающей среды токсичными элементами при разработке золоторудных объектов (на примере Прасоловского месторождения. о. Кунашир). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2006.

Kovalenker V., Plotinskaya O. Te and Se mineralogy of Ozernovskoe and Prasolovskoe epithermal gold deposits. Kuril – Kamchatka volcanic belt // Au-Ag-Te-Se deposits IGCP Project 486. Field Workshop. Kiten, Bulgaria, 2005.

So C.-S., Dunchenko V. Ya., Yun S.-T. et al. Te- and Se-bearing epithermal Au-Ag mineralization Prasolovskoe, Kunashir Island, Kuril Island Arc // Economic Geology. 1995. Vol. 90. P. 105–117.

М. А. Рассомахин[1], Е. В. Белогуб[2], Е. Е. Паленова[2], К. А. Новоселов[2], Д. В. Гуревич[3]

[1] – Ильменский государственный заповедник УрО РАН, г. Миасс

Miha_Rassomahin@mail.ru

[2] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

[3] – Компания «SRK Exploration Services», г. Кардифф, Великобритания

Минералогия руд золоторудного месторождения Кокоя (Либерия, Западная Африка)

Объектом исследования является месторождение Кокоя – участок, принадлежащий классическому зеленокаменному поясу, расположенному в пределах Леоно-Либерийского щита в Западной Африке. Материалы для исследования были получены во время рекогносцировочных работ, проведенных компанией «SRK Exploration Services» в 2010 г. Целью работы стала характеристика минерального состава руд месторождения золота Кокоя и установление его генетической принадлежности. В задачи исследования входила петрографическая характеристика вмещающих пород, минераграфическая характеристика рудной минерализации, полуколичественный минералогический анализ шлихов и протолочек.

Было исследовано 26 шлихов из месторождения Кокоя. Для уточнения визуальной диагностики применялись иммерсионные методы, определение качественного химического состава минералов с помощью РФА-спектрометра (Innov-x) и определение минералов методом Дебая-Шерера (УРС-2.0, Fe-излучение, ИМин УрО РАН, аналитик Е. Д. Зенович). Состав золота и некоторых акцессорных минералов шлихов (цирконов, танталониобатов и др.) и акцессорных минералов руд в аншлифах был определен на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой (ИМин УрО РАН, аналитик В. А. Котляров). Петрографическое исследование вмещающих пород (23 шлифа) и рудоносных метасоматитов производилось с помощью поляризационного микроскопа (ПОЛАМ-312 и Axiolab, Carl Zeiss). Рудная минерализация была изучена при помощи рудных микроскопов (Neophot 2 и Axiolab, Carl Zeiss).

Вмещающие породы месторождения Кокоя представлены типичными для зеленокаменных поясов метаморфизованными до амфиболитовой фации породами (сланцами, амфиболитами), гранитами и гранитогнейсами. Район месторождения характеризуется многочисленными разломами и сдвиговыми зонами, которые сопровождаются образованием милонитов и бластомилонитов, кварцевых жил и даек ультраосновных пород. Метасоматоз на месторождении проявлен слабо.

Рудная минерализация месторождения Кокоя представлена двумя основными ассоциациями: пирит-халькопиритовой и галенит-пирит-сульфосольной. По данным опробования керна скважин обе ассоциации рудоносны, с содержаниями золота до десятков г/т, реже до полутора сотен г/т, но в некоторых случаях халькопирит-пиритовая ассоциация не сопровождается повышенными содержаниями золота. С галенит-пиритовой ассоциацией тесно связаны самородный висмут, гринокит (CdS), Bi-содержащий ульманнит (Ni(Sb,Bi)S), гессит (Ag_2Te), сульфосоль серебра (пираргирит Ag_3SbS_3 (?)) (табл. 1). По данным некоторых исследователей [Ciobanu et al., 2006], легкоплавкие расплавы Te-Bi-Au являются переносчиками золота в орогенных гидротермальных системах. Сходная ассоциация (висмут, гессит, галенит, цумоит (BiTe), самородное золото) наблюдалась на метаморфизованном колчеданном месторождении Тарньер на Северном Урале [Белогуб и др., 2010].

Тяжелые концентраты шлихов и протолочек содержат циркон, ильменит, различные танталониобаты, касситерит, магнетит, золото, лимонит.

Золото низкопробное: содержания серебра достигают 30 мас. %. При гипергенезе поверхность зерен золота очищается от серебра с образованием кайм с пробностью до 990.

Микрозондовое исследование позволило выявить 2 генетических типа циркона: метаморфогенный с округлым ядром-затравкой, вокруг которого нарастал кристалл, с пониженным содержанием гафния и повышенным – алюминия; и пегматитовые – без затравки, с повышенным содержанием гафния, отсутствием алюминия и мелкими вростками торита. Среди титанониобатов установлены ильменорутил, ниобоэшинит-(Y), танталэшинит-(Y) (табл. 2), а также касситерит с вростками ферроколумбита. Источником перечисленных минералов являются граниты и гранитогнейсы, широко распространенные в районе месторождения.

Таким образом, золото месторождения Кокоя связано, наиболее вероятно, с перераспределением вещества при метаморфизме в виде легкоплавких расплавов Te-Bi-Au, температура которого может составлять 300–500 °С, т.е. соответствовать зеленосланцевой или низам амфиболитовой фации метаморфизма [Tomkins et al., 2007].

Таблица 1

Состав некоторых рудных минералов, мас. %

№ ан.	Ag	Te	S	Fe	Zn	Cd	Pb	Bi	Ni	Sb	Co	Σ	Формула
Самородный висмут													
17522b	0.73	–	0.42	–	–	–	–	98.88	–	–	–	100.03	$Bi_{0.96}S_{0.027}Ag_{0.014}$
Галенит													
17526g	–	–	13.29	–	–	-	80.95	5.77	–	–	–	100.00	$Pb_{0.94}Bi_{0.07}S_{1.00}$
Гессит													
17526b	62.78	37.17	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99.94	$Ag_2Te_{1.00}$
Гринокит													
17526f	–	–	22.77	1.03	1.13	75.03	–	–	–	–	–	99.96	$Cd_{0.94}Fe_{0.03}Zn_{0.02}S_{1.00}$
17523f	–	–	23.55	1.91	5.25	69.03	–	–	–	–	–	99.75	$Cd_{0.84}Zn_{0.11}Fe_{0.05}S_{1.00}$
Пирротин													
17523i	–	–	37.43	62.23	–	–	–	–	0.17	–	0.13	99.96	$Fe_{0.95}Co_{0.002}Ni_{0.002}S_{1.00}$
Ульманнит													
17523c	–	–	13.79	0.89	–	–	–	14.13	24.45	46.18	–	99.43	$Ni_{0.97}Sb_{0.88}Bi_{0.16}S_{1.00}$
Пираргирит, анализ загрязнен подсветкой пирротина													
17523l	58.57	–	20.54	3.1	–	–	–	–	–	17.62	–	99.83	

Таблица 2

Химический состав танталониобатов, мас. %

Ниобоэшинит-(Y)																	
Точка	SiO_2	CaO	Sc_2O_3	TiO_2	V_2O_5	FeO	Y_2O_3	Nb_2O_5	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	Er_2O_3	Yb_2O_3	Ta_2O_5	ThO_2	UO_2	∑
f	4.27	2.04	0	0.71	0	0.64	25.56	27.5	0	0	1.40	2.51	4.59	26.63	1.36	2.8	100
Формула	$(Y_{1.11}Ca_{0.17}Yb_{0.11}Er_{0.06}U_{0.05}Fe_{0.04}Gd_{0.04}Th_{0.02})_{1.62}(Nb_{1.02}Ta_{0.59}Si_{0.34}Ti_{0.04})_2O_6$																
Танталэшинит-(Y)																	
Точка	SiO_2	CaO	Sc_2O_3	TiO_2	V_2O_5	FeO	Y_2O_3	Nb_2O_5	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	Er_2O_3	Yb_2O_3	Ta_2O_5	ThO_2	UO_2	∑
a	4.82	2.63	0.05	13.85	0.12	1	15.2	8.84	0.7	0.89	1.3	0	0	48.84	0.92	0.5	99.68
Формула	$(Y_{0.5}Ca_{0.17}Fe_{0.05}Gd_{0.02}Sm_{0.018}Nd_{0.015}Th_{0.013}U_{0.006}V_{0.005}Sc_{0.003})_{0.81}(Ta_{0.82}Ti_{0.64}Si_{0.3}Nb_{0.25})_2O_6$																
b	3.45	2.71	0.03	14.16	0.24	0.87	15.81	10.38	0.6	0.99	1.27	0	0	46.72	1.65	0.77	99.64
Формула	$(Y_{0.53}Ca_{0.18}Fe_{0.046}Gd_{0.027}\ Th_{0.023}Sm_{0.022}Nd_{0.013}U_{0.011}V_{0.01}Sc_{0.002})(Ta_{0.8}Ti_{0.68}Si_{0.2}Nb_{0.3})_2O_6$																

В качестве основной формы нахождения золота на месторождении Кокоя можно предположить самородную в кварцевых жилах.

Исследования поддержаны SRK (г. Кардифф, Великобритания).

Литература

Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Молошаг В. П. и др. Минералогия благородных металлов в рудах Тарньерского медноколчеданного месторождения (Сев. Урал) // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. Мат. Всерос. конф. М.: ИГЕМ РАН, 2010. Т. 1. С. 62–64.

Ciobanu C. L., Cook N. J., Damian F., Damian G. Gold scavenged by bismuth melts: an example from alpine shear-remobilizates in the Highis Massif, Romania // Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 87. P. 351–384.

Dube B., Gosselin P. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits // Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. №. 5. P. 49–73.

Tomkins A. G., Pattison D. R. M., Frost B. R. On the initiation of metamorphic sulfide anatexis // Journal of Petrology. 2007. Vol. 48. № 3. P. 511–535.