

## Часть 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

**В. П. Молошаг**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург  
moloshag@igg.uran.ru*

### **Генетические аспекты формирования теллуридов и сульфосолей на примере колчеданных месторождений Урала**

Руды колчеданных месторождений Урала содержат богатый набор теллуридов, количество и разнообразие которых приближается к золоторудным месторождениям. Если обратиться к сульфосолям, то ведущим их представителем в количественном отношении являются блеклые руды, кристаллические структуры которых допускают широкие диапазоны изменения содержаний мышьяка, сурьмы, цинка и железа, включая примеси теллура, висмута, серебра и ртути. Рудные тела колчеданных месторождений или их отдельные фрагменты, в которых встречаются теллуриды или сульфосоли характеризуются повышенными содержаниями золота и серебра. Теллуриды и сульфосоли способны концентрировать в себе примеси благородных металлов. Наряду с прикладным значением названные минералы представляют интерес для изучения условий переноса и накопления золота и серебра в процессах формирования руд.

В последние годы получены новые материалы по золотосодержащим рудам Тарньерского месторождения, которое залегает в породах риолит-базальтовой формации на северо-восточном контакте Помурской диоритовой интрузии. Колчеданные руды и вмещающие их породы были подвержены интенсивному контактовому метаморфизму, который привел к обогащению золотом и серебром вкрапленной сульфидной минерализации метаморфизованных до роговиков вмещающих пород, разделяющих близко залегающие рудные тела. По характеру минеральных ассоциаций роговики отвечают амфиболитовой, вплоть до гранулитовой, ступени метаморфизма [Медноколчеданные..., 1988]. За редкими исключениями сплошные медные и медноцинковые руды характеризуются рядовыми содержаниями благородных металлов, что является еще одним из следствий контактового воздействия на них диоритовой интрузии. Образование золоторудной минерализации Тарньерского месторождения связано с ретроградной стадией контактового метаморфизма. В золотосодержащих вкрапленных рудах отмечаются самородное золото и теллуриды: гессит, алтаит, раклиджит, вольтинскит, цумоит, включая сульфосоли [Белогуб и др., 2010]. Наличие пар сосуществующих пирротина и пирита, самородного золота и сфалерита, а также алтаита и гессита, а также их состав позволили получить оценки таких физико-химических параметров формирования этих руд, таких как температура, летучести серы и теллура:  $T = 440\text{--}445\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $\log f_{S_2}$  от  $-5.8$  до  $-5.5$ ,  $\log f_{Te_2}$  от  $-8.8$  до  $-9.1$ . Приведенные значения температур, отвечающих амфиболитовой и гранулитовой стадии метаморфизма, подтверждают связь золотосодержащих руд с ретроградной стадией метаморфизма.

Геологические данные и результаты экспериментальных исследований говорят о предпосылках появления сульфидных расплавов в пределах разведанного объема месторождения. Данный механизм эффективно «срабатывает», если сульфидные руды содержат минералы, отличающиеся низкими температурами плавления по сравнению с породообразующими силикатами. В этих условиях рудообразующие сульфиды могут разогреваться выше температуры плавления сульфидной эвтектики. По сравнению с сульфидами, теллуриды и сульфосоли отличаются более низкими температурами плавления. Благодаря этому обстоятельству такие элементы как мышьяк, сурьма, висмут, теллур, селен, таллий способны накапливаться в низкотемпературных эвтектических расплавах, из которых кристаллизуются легкоплавкие сульфосоли и теллуриды [Медноколчеданные..., 1988].

Рудовмещающие толщи большинства колчеданных месторождений Урала подвергались региональному метаморфизму зеленокаменной и пренит-пумпеллиитовой фации, температурные условия которых не достаточны для плавления сульфидов. Процессы перекристаллизации и дифференциации вещества проходили метасоматическим путем в пределах объема рудных тел, залежей, подвергающихся хрупким деформациям и сопровождающихся процессами тектонического разлинзования. Теллуриды, также как и самородное золото, развиваются совместно с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и теннантитом. Развитию теллуридов в прожилково-вкрапленных рудах и рудных столбах Сафьяновского месторождения способствовало также незначительное количество блеклых руд, которые к тому же замещались минералами энаргит-фаматинитового ряда, практически не содержащими изоморфной примеси теллура.

Исследования золоторудных и колчеданных месторождений Австралии и Канады показали, что появление сульфидного расплава связано с пиком метаморфизма в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации. В условиях гранулитовой фации первые порции сульфидного расплава появляются при температуре выше 800 °С, если состав руд отвечает тройной эвтектике  $PbS + FeS + (Zn,Fe)S$ . При добавлении к данной системе халькопирита, эвтектический расплав  $PbS + FeS + (Zn,Fe)S + CuFeS_2$  появляется при 700 °С. Появление сульфидного расплава в условиях, отвечающих амфиболитовой фации, возможно при 500 °С и наличии арсенопирита в колчеданных рудах, что можно представить в виде следующей реакции:  $FeAsS + FeS_2 = Melt + FeS$  [Tomkins et al., 2007]. Наличие в рудах достаточного количества сульфосолей меди, свинца, и, в первую очередь, висмута снижает температуру плавления. Поступление этих элементов в расплав возможно за счет очистки пирита путем его плавления, который способен накапливать примеси упомянутых элементов как ведущий рудообразующий минерал колчеданных руд на стадии отложения и диагенеза. Такие расплавы способны существовать вплоть до температуры кристаллизации висмута (271 °С).

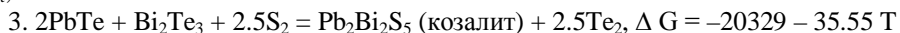
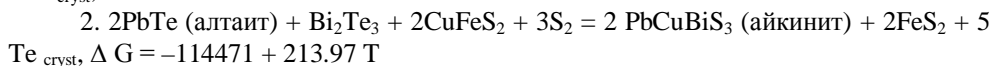
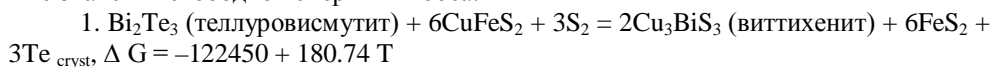
Генерация сульфидных расплавов под воздействием контактового и регионального метаморфизма на колчеданные руды допускается для месторождений имени 50-летия Октября и Маукского, которые отличаются широким распространением пирротиновых и пирротинсодержащих руд. Рудные залежи и вмещающие породы месторождения им. 50-летия Октября подверглись контактовому метаморфизму интрузий плагиогранитов и гранодиоритов, который приводил к формированию роговиков кордиерит-бититового, кордиерит-биотит-антофиллитового и кордиерит-антофиллитового состава по надрудным спилитам, а также к наложению кордиерита, биотита,

антофиллита на подрудные метасоматиты и колчеданные руды. Регрессивная стадия фиксируется замещением продуктов прогрессивной стадии халькопиритом, магнетитом, пиритом, арсенопиритом, молибденитом, галенитом, карбонатами, кварцем и серицитом. В эту же стадию кристаллизовались самородный висмут и висмутин [Молошаг, Викентьев, 2007]. На Маукском месторождении пострудные метаморфические изменения проходили в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Они относятся к высокобарическому метаморфизму линейных зон [Медноколчеданные..., 1988].

Многие золоторудные месторождения, наряду с теллуридами, характеризуются богатым набором сульфосолей висмута, серебра, свинца, сурьмы, ртути, которые также как и теллуриды названных металлов способны накапливать примесь золота. Основные объемы колчеданных руд Урала формировались в условиях, благоприятных развитию блеклых руд, количество которых в отдельных случаях может составлять до 3 % от объема сульфидов. Естественно, что наличие блеклых руд не способствовало широкому развитию остальных минеральных видов сульфосолей.

На колчеданных месторождениях блеклые руды являются одним из ключевых промежуточных «контейнеров» теллура, где, в отличие от теллуридов, он присутствует в состоянии  $\text{Te}^{2+}$  [Мозгова, Цепин, 1983]. Переход теллура в более высокие степени окисления  $\text{Te}^{4+}$  и  $\text{Te}^{6+}$  связан с повышением потенциала кислорода. Разрушение структуры блеклых руд за счет окисления трехвалентных мышьяка и сурьмы проявляется в замещении их минералами ряда энаргит-фаматинит, где перечисленные элементы пятиявалентны. В современных подводных сульфидных постройках теллуриды практически не встречаются [Бортников, Викентьев, 2005]. Богатый набор теллуридов, включая голдфилдит и самородный теллур, в недавно открытых фрагментах труб гидротермальных построек, образовался в восстановительных условиях диагенеза и литификации рудовмещающих толщ [Масленников, 2006].

Взаимоотношение сульфосолей и теллуридов показано на примере твердофазных реакций замещения с участием паров серы  $\text{S}_2$  и теллура  $\text{Te}_2$ , где  $\Delta G$  – рассчитанные значения свободной энергии Гиббса.



Первые две реакции подтверждаются находками самородного теллура в рудах Сафьяновского и других месторождений [Масленников, Масленникова, 2007]. Образование сульфосолей возможно и без появления самородного теллура, примером чему может служить находка козалита в колчеданных рудах Тарньерского месторождения. В зависимости от соотношения давления (летучести) паров теллура и серы в конкретной геологической обстановке рассмотренные реакции могут протекать и в обратном направлении. Литературные данные по минеральному составу золоторудных месторождений, представленные в виде классических таблиц «минерал–стадия», в большинстве случаев показывают тенденцию разобобщения теллуридов и сульфосолей свинца, висмута и серебра. Значительно реже наблюдается их совмещение во времени и пространстве. Превалирующее развитие теллуридов или сульфосолей оп-

ределяется соотношением давления паров серы и теллура. Совмещение названных групп минералов, очевидно, обусловлено равновесным соотношением давления паров серы и теллура.

Минеральный состав барит-сульфидных гнезд и жил Сафьяновского месторождения обнаруживает черты сходства с современными проявлениями подводной гидротермальной минерализации. В этих образованиях, наряду с сульфосолями, отмечаются повышенные содержания примесей мышьяка в пирите из внутренней зоны развития барит-сульфидной минерализации, что свидетельствует о потенциальной возможности накопления, точнее связывания золота с пиритом [Мурзин и др., 2010].

На основе результатов выполненных исследований и анализа литературных данных можно сделать следующие выводы.

1. Для руд колчеданных месторождений Урала возможны три варианта формирования теллуридной минерализации: сульфидного анатексиса, пострудных метасоматических процессов и в связи с исходной локализацией благородных металлов, теллура и других элементов в сульфидных трубах.

2. На примере месторождений Тарньерское, а также имени 50-летия Октября и Маукское, которые испытали воздействие метаморфизма на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций, показана возможность образования теллуридов и сульфосолей из сульфидных расплавов за счет плавления ранее отложенных гидротермально-осадочных колчеданных руд.

3. На большей части месторождений Урала развитие теллуридов связано с пострудными метасоматическими процессами перекристаллизации колчеданных руд.

## Литература

*Белогуб Е. В., Молошаг В. П., Новоселов К. А., Котляров В. А.* Самородный висмут, цумоит и свинцовистая разновидность цумоита из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал) // Записки РМО. 2010. № 6. С. 108–119.

*Бортников Н. С., Викентьев И. В.* Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.

*Масленников В. В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2006. 384 с.

*Масленникова С. П., Масленников В. В.* Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков». Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 С.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / *В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмагилов и др.* Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 240 с.

*Мозгова Н. Н., Цепин А. И.* Блеклые руды. М.: Наука, 1983. 280 с.

*Молошаг В. П., Викентьев И. В.* Благородные металлы в рудах колчеданных месторождений Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование // Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 810–839.

*Мурзин В. В., Варламов Д. А., Ярославцева Н. С., Молошаг В. П.* Минералогия и строение барит-сульфидных жил Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Уральский минералогический сборник № 17. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН. 2010. С. 12–19.

*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.

**Н. П. Сафина<sup>1,2</sup>, В. А. Котляров<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
safina@ilmeny.ac.ru*

<sup>2</sup> – *Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс*

**Текстурно-минеральные типы руд  
Тарньерского колчеданного месторождения (Северный Урал)  
и Западного рудопоявления (Полярный Урал)**

Тарньерское медно-цинково-колчеданное месторождение и Западное проявление медно-цинковых руд располагаются в северной части Уральского складчатого пояса в Ивдельском рудном районе и Вольинской рудной зоне соответственно. Руды залегают в толщах метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород – ороговикометаморфизованных порфиритах андезитового и дацитового (риодацитового) состава (Тарньерское месторождение) и полосчатых амфиболитизированных роговиках с реликтами обломочных структур (Западное рудопоявление) [Медноколчеданные..., 1988; Петров и др., 2008]. Внедрение крупных интрузивных тел габбро оказало значительное влияние на структуру рудных залежей этих объектов, а также текстурно-структурные и минералогические особенности руд. Целью настоящих исследований является выявление сходных и отличительных признаков литогенеза в преобразованных в условиях контактового метаморфизма сульфидных рудах. Задачи исследований включали изучение текстур, структур и минералогии руд, а также сравнительный анализ полученных результатов. Микроскопические исследования сульфидных руд проводились с использованием микроскопа Olympus BX51. Дополнительно диагностика минералов осуществлялась с помощью электронного микроскопа с энергодисперсионной приставкой РЭММА-202 М.

В составе линзообразных рудных тел Тарньерского месторождения преобладают руды массивного сложения с пятнистой и полосчатой текстурами, менее распространены прожилково-вкрапленные руды. На Западном рудопоявлении выделены пятнистые и прожилково-вкрапленные текстуры.

Главными минералами руд Тарньерского месторождения и Западного рудопоявления являются пирит, пирротин, сфалерит и халькопирит с кристаллическими структурами и сложным внутренним строением. Второстепенные и аксессуарные минералы представлены сульфидами (галенит, молибденит), оксидами (магнетит, гематит, ильменит, рутил), шпинелью, самородным золотом, висмутом, теллуридами  $\text{V}_2$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ag}$  и  $\text{Pb}$  [Ярош, 1973; Медноколчеданные..., 1988; Петров и др., 2008; Белогуб и др., 2010; Сафина и др., 2010].

В метакристаллах пирита отсутствуют участки с реликтами первичных гидротермально-осадочных форм и сингенетические зональные разновидности, характерные для слабо метаморфизованных колчеданных месторождений [Ярош, 1973; Богущ, Бурцев, 2004]. В рудах Тарньерского месторождения пирит не поддается травлению, проявляет трещиноватость и редко пластинчатое строение. Метакристаллы пирита в рудах Западного рудопоявления обладают пластинчатым и радиально-секториальным строением, сходным с таковым в конкрециях.

Гексагональный (немагнитный) пирротин, преобладающий в рудах Тарньерского месторождения, образует изогнутые пластинчатые агрегаты и зернистые агрегаты. Моноклинный (магнитный) пирротин приурочен к трещинам, а также концен-

трируется вокруг кристаллов пирита и обособлений сфалерита. Пирротин в рудах Западного рудопоявления также представлен двумя полиморфными разновидностями, но в равных соотношениях. Изогнутые пластинки гексагонального пирротина замещаются моноклинной модификацией с размытыми границами между ними.

Сфалерит на двух объектах характеризуется двойникованным строением, включениями халькопирита или пирротина. Сфалерит Тарньерского месторождения содержит ориентированные халькопиритовые включения (эмульсионная структура) с их укрупнением по границам двойникованных пластин и замещением пирротинном. Сфалерит Западного рудопоявления отличается хаотичным распределением в нем включений халькопирита – остатков от замещения. Структура замещения сфалеритом пирротина не характерна для пирротинсодержащих руд Тарньерского месторождения и других колчеданных объектов Урала [Ярош, 1973]. В химическом составе сфалерита Западного рудопоявления отмечаются высокие содержания железа (5.28–7.53 мас. %), что характерно для сфалерита преобразованных колчеданных месторождений сульфидно-пирротиновой ассоциации, например, для Маукского (8.90–11.80 мас. %).

Халькопирит в рудах Тарньерского месторождения подобен халькопириту Западного рудопоявления и развивается, главным образом, в виде прожилков в пирите, ассоциирует с нерудными минералами, замещая их. В рудах Тарньерского месторождения халькопирит замещается сфалеритом, на Западном – халькопирит, предшествующий сфалериту, развивается по пириту и пирротину.

Минералогической особенностью руд изучаемых объектов является присутствие нерудных агрегатов (от 20 мкм до 3 мм), располагающихся в большинстве случаев неравномерно в сульфидном цементе. Агрегаты имеют сглажено-угловатую, изометричную или вытянутую форму. Их контуры зависят от цементирующего их минерала, чаще всего отмечаются ступенчатые (пирротин, пирит), заливчатые или занозистые. Характерные особенности распределения нерудных агрегатов рассмотрены на примере различных текстурных типов руд указанных двух объектов.

Полосчатые халькопирит-пирротин-сфалерит-пиритовые руды Тарньерского месторождения (обр. Т-10-6) представлены прослоями мощностью 1–3 см, состоящими из изометричных, реже угловатых зерен пирита размером до 0.5 см, сцементированных другими сульфидами. В пирротине, заместившем халькопирит и сфалерит, отмечаются участки, сложенные кварцевыми агрегатами и их сростками. Местами в них наблюдаются округлые включения пирита, ксеноморфные зерна пирротина и просечки сфалерита. Особенностью этого типа руд является присутствие в пирротине сростков ильменита и рутила, часто наследующих конфигурацию нерудных агрегатов.

Полосчатые халькопирит-пирит-пирротин-сфалеритовые руды (обр. Т-10-ХВ), характеризуются чередованием линзовидных халькопирит-сфалеритовых полос в пирротине с редкими порфиroidными кристаллами пирита. Кварц и хлорит в виде самостоятельных зерен или их сростков с гранобластовой структурой присутствуют в пирротине и обтекающем их сфалерите. Такие агрегаты разбиты трещинами, выполненными окружающими сульфидами, реже хлоритом. С сульфидными просечками связаны зерна самородного золота (Au 56.64–58.30 мас. %, Ag 43.19–41.66 мас. %), не обнаруженные в окружающей сульфидной матрице и галените. К участкам халькопирита приурочены редкие отдельные, удлиненные, часто изогнутые пластинки молибденита размером до десятых долей миллиметра. В химическом составе молибденита отмечаются примеси меди (0.53–2.29 мас. %) и железа (0.07–1.15 мас. %), что может быть заимствовано от окружающих сульфидов. Под электронным микроско-

пом установлено неоднородное строение наростов клиноферроселита на кварц в виде двух фаз с изогнутыми контурами, напоминающих структуры распада. Такой клиноферроселит цементирует разрозненные части кварцевых обособлений.

Участки трещиноватого массивного пирита, переходящие в прожилково-вкрапленные халькопирит-пирит-сфалерит-пирротиновые руды (обр. Т-10-4), содержат округлые и вытянутые халькопиритовые или халькопирит-сфалеритовые агрегаты. Некоторые халькопиритовые агрегаты ассоциируют с хлоритом, который сохранился по краям, что может говорить о замещении сульфидами. Во втором случае халькопирит развивается в виде каймы по контуру сфалеритовых агрегатов и образует апофизы в пиритовую матрицу. В силикатной матрице прожилково-вкрапленных руд присутствуют порфиновые вкрапленники плагиоклаза, кварца, эпидота и биотита. В таких рудах особое место занимают акцессорные минералы (цумоит, золото, свинец-содержащий цумоит, гессит и алтаит) в виде включений, преимущественно, в нерудной матрице [Белогуб и др., 2010].

Халькопирит-сфалерит-пирит-пирротиновые руды (обр. 57/45.0) Западного рудопоявления по порфиroidной структуре (порфиробласты пирита в пирротине) напоминают полосчатые руды Тарньерского месторождения. В некоторых нерудных агрегатах и цементирующем пирротине, установлены следы динамических воздействий. Пирротин, также как и на Тарньерском месторождении, содержит идиоморфные зерна ильменита с включениями рутила, а также перовскита и сфена. Микроструктурные особенности перечисленных минералов свидетельствуют в пользу разложения ильменита с формированием пластинок рутила, зерен сфена и перовскита. В образцах с преобладанием сфалерита установлено заполнение этим минералом межзерновых участков между изометричными хлоритовыми агрегатами (цементная текстура).

Пятнистые сфалерит-пирротин-пирит-халькопиритовые руды (обр. 51/45.2, 51/21.0) содержат разнообразные нерудные агрегаты, приуроченные к халькопириту и пириту. В халькопирите обнаружены однородные и неоднородные нерудные агрегаты кварца и биотита. Магнетит замещается амфиболом с формированием петельчатой структуры, переходящей в скелетную. Хлорит содержит реликтовые участки решетчатого строения, выполненные андезином. Изометричные трещиноватые зерна ганита окружены каймой из эпидота. Молибденит в виде расщепленных, изогнутых пластинчатых агрегатов, как и в рудах Тарньерского месторождения, развивается по халькопириту, реже ассоциирует с хлоритом. В составе молибденита также установлены примеси меди и железа. В гипидиоморфнозернистых, часто раздробленных пиритовых агрегатах, пронизанных сетью прожилков халькопирита, отмечаются равномерно расположенные сглажено-угловатые агрегаты нерудного материала различного состава. В хлорите присутствуют реликтовые участки плагиоклаза, а также идиоморфные включения циркона, эпидота и пирита. Зерна граната с каймой и рассекающими прожилками эпидота содержат микровключения сфалерита. Цементирующей матрицей таких зерен является хлорит. Следует отметить, что хлорит значительно распространен в рудах этого объекта. Текстурированный рисунок позднего халькопирита и пирита в этом типе руд свидетельствует об их развитии по агрегатам, замещенным хлоритом. Зазубренные края халькопирита и пирита направлены от края к центру нерудных агрегатов.

Во вкрапленных пирит-халькопирит-пирротиновых рудах (обр. 85Б) округлые или вытянутые нерудные агрегаты представлены смесью гематита и хлорита. Метакристаллы пирита размером до 700 мкм развиваются на фоне нерудных агрегатов. Помимо сростков ильменита и рутила в данном типе руд были отмечены молибде-

нит, галенит и теллуриды золота [Петров и др., 2008]. Самородное золото связано с кварц-карбонатными агрегатами.

Суммируя все вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

Руды изученных объектов имеют сходные текстурно-структурные особенности и минеральный состав. Основные различия касаются генезиса пирротина. На Тарньерском месторождении метаморфогенный пирротин развивался по исходным обломочным гидротермально-осадочным рудам с примесью обломков окружающих пород. На Западном рудопроявлении пирротинизации подвергались диоритовые и амфиболитовые blastsмилониты. Присутствие граната, сфена и эпидота свидетельствует о скарнировании при сульфидизации силикатных пород Западного рудопроявления.

Каждый текстурно-минеральный тип руд характеризуется собственными ассоциациями второстепенных и акцессорных минералов. В полосчатых рудах Тарньерского месторождения по мере нарастания содержаний пирротина и уменьшения количества халькопирита и сфалерита концентрируются оксиды Fe и Ti. Наоборот, в рудах с преобладанием сфалерита и халькопирита концентрируются галенит, золото и молибденит. Сходные ассоциации выявлены в рудах Западного рудопроявления. Поздняя минерализация в прожилково-вкрапленных рудах Тарньерского месторождения и Западного рудопроявления включает теллуриды Bi, Ag, Au и самородные элементы.

Нерудные агрегаты изометричной и сглажено-угловатой морфологии широко распространены в рудах. Закономерности в приуроченности их к определенному текстурному типу руд не установлены. Кварц, эпидот, однородный хлорит на Тарньерском месторождении и андезин, гранат, ганит, кварц, амфиболы и биотит в рудах Западного проявления являются ранними. Эпидот, перовскит и сфен на Западном рудопроявлении, а также клиноферроселит, ильменит, рутил, магнетит, сульфиды, теллуриды и самородные элементы на двух объектах являются поздними минералами, возникшими в результате последующего полигенного метаморфизма.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН № 23 (проект 12-П5-1003).*

## Литература

Белогуб Е. В., Молошаг В. П., Новоселов К. А., Котляров В. А. Самородный висмут, цумоит и свинцовистый цумоит из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал) // Записки РМО. 2010. Ч. 139. Вып. 6. С. 82–93.

Богущи И. А., Бурцев А. А. Онтогенетический атлас морфогенетических микроструктур колчеданных руд. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 2004. 200 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмагилов и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.

Петров Г. В., Глушков А. Н., Зубков А. И., Огородников Г. Н. Предварительные результаты прогнозно-поисковых работ на медь в пределах Западной площади // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – ЮГРЫ. Мат. 11-й научно-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 427–434.

Сафина Н. П., Масленников В. В., Масленникова С. П., Глушков А. Н. Минералогическо-геохимические особенности сульфидных руд рудопроявления Западное, Приполярный Урал // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – ЮГРЫ. Мат. 13-й научно-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2010. Т. 2. С. 492–500.

Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 240 с.



**Е. И. Сорока<sup>1</sup>, М. Е. Притчин<sup>1</sup>, Н. В. Лещев<sup>2</sup>, А. Л. Анфимов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

*soroka@igg.uran.ru*

<sup>2</sup> – *ОАО «Сафьяновская медь»*

### **Геохимические особенности пород рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)**

Сафьяновское медноколчеданное месторождение находится в пределах Восточно-Уральского поднятия в южной части Режевской структурно-формационной зоны в 10 км на северо-восток от г. Реж. Оно локализовано в измененных вулканитах кислого и среднего состава эйфель-живетского возраста [Язева и др., 1992]. В работе приведены данные распределения содержаний редких, рассеянных и редкоземельных элементов в породах рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения. Образцы отбирались в карьере, которым обрабатывается Главная рудная залежь месторождения, на горизонтах 157, 120, 90–80 м (счет от забоя) и в штольне с глубины 200 м от поверхности на западной границе рудного поля (табл. 1).

Исследования проведены в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Анализы проб на РЗЭ и элементы-примеси выполнялись в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELAN 9000 (аналитики Н. В. Чередниченко, О. А. Березикова).

Штольня в зоне Кондихинского надвига вскрыла девонские известняки и углеродисто-кремнистые породы (обр. Ш10-18) на контакте с серпентинитами (обр. Ш19-21). Контакт тектонический, породы разбиты трещинами кливажа и гидротермально изменены. Цвет пород в зоне контакта – от темно-серого до черного. Все породы содержат 1–3 % битуминозного углеродистого вещества (данные термического анализа, ИГГ УрО РАН, аналитик В. Г. Петрищева). В южном и юго-восточном бортах карьера на контакте с рудным телом (обр. 26–28, горизонты 90–82 м от забоя) вскрыты измененные вулканиты среднего-кислого состава. В образце углеродисто-кремнистой породы 1346 обнаружены раковины девонских фораминифер [Чувашов и др., 2011].

По результатам анализов можно сделать вывод, что соотношения содержаний РЗЭ, в целом, соответствуют таковым для неизмененных разностей вулканитов среднего-кислого состава [Молошаг и др., 2005]. Различия в их составе проявляются в отчетливо более низких значениях содержания РЗЭ, что заметно на уровне значений содержания каждого из рассматриваемых элементов, а также их суммы. Наиболее высокие содержания РЗЭ наблюдаются в углеродисто-кремнистой породе (обр. 1346). Для спектров РЗЭ углеродисто-кремнистых пород наблюдается обогащение ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ. Нужно отметить, что характер спектров РЗЭ вулканитов, углеродисто-кремнистых алевропелитов и девонских известняков практически одинаков (рис.). Результаты анализов РЗЭ показывают наличие устойчивого минимума европия в образцах, что подтверждают данные расчета величины  $Eu/Eu^*$  ( $\ll 1$ ), которая представляет собой отношение измеренного содержания европия к средним геометрическим значениям приведенных к метеоритному стандарту концентраций самария и гадолиния [McDonough, Sun, 1995]. Для свежих неизмененных разновидностей пород данная величина близка к единице.

**Минеральный состав пород рудовмещающей толщи  
Сафьяновского месторождения (Средний Урал)**

№ п/п	№ обр.	Порода, место отбора	Минеральный состав
1	1346	Углеродисто-кремнистая порода, горизонт 157, Ю-В борт карьера	Кварц, плагиоклаз, гидрослюда, хлорит, редкие пирит, барит
2	Ш10/12	Известняк, штольня	Кальцит, доломит, редкий барит
3	Ш11/12		
4	Ш13/12		
5	Ш14/12	Углеродисто-кремнистая серпентинизированная порода, штольня	Кварц, магнезит, тальк, серпентин, слюда, кальцит, доломит
6	Ш15/12		Кварц, магнезит, тальк, кальцит
7	Ш16/12	Углеродисто-кремнистая порода, штольня	Кварц, хлорит, слюда, плагиоклаз, кальцит, пирит
8	Ш17/12		Кварц, кальцит, плагиоклаз, хлорит, слюда, пирит, магнезит, сидерит
9	Ш18/12	Углеродисто-кремнистая серпентинизированная порода, штольня	Тальк, кварц, магнезит, кальцит, доломит, серпентин, слюда
10	Ш19/12	Серпентинит, штольня	Серпентин, хлорит
11	Ш20/12		
12	Ш21/12		
13	26/12	Хлоритизированная порода, горизонт 82, Ю борт карьера	Хлорит, кварц, слюда, сульфиды
14	27/12		
15	28/12	Дациит, горизонт 90, Ю-В борт	Кварц, плагиоклаз, слюда, хлорит
16	29/12	Обеленная порода, контакт с рудным телом, горизонт 82, Ю борт	Кварц, каолинит, слюда
17	44/12	Дациит, горизонт 140, В борт	Кварц, плагиоклаз, слюда, хлорит
18	45/12	Андезит, горизонт 120, С-3 борт	Кварц, плагиоклаз, слюда, хлорит, карбонат

**П р и м е ч а н и е .** Минеральный состав пород определен рентгенофазовым анализом на дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург (оператор О. Л. Галахова).

По характеру распределения элементов-примесей изучаемые породы подразделяются на три группы. Первая группа – это известняки штольни (обр. Ш10-11), при этом обр. Ш11 обладает равными значениями по всем элементам, а обр. Ш10 обладает резкими вариациями, в частности, по Th (Ш10 0.067; Ш11 11.72 г/т) и Li (Ш10 0.1; Ш11 24.76 г/т) при более низких содержаниях остальных элементов. Углеродисто-кремнистые породы составляют вторую группу с повышенными содержаниями Pb, Ba, Sc, а также Co, Ni, Cr, что характерно для серпентинитов. Для третьей группы – околорудных вулканитов карьера (обр. 26–29, 44, 45) – определены низкие содержания элементов-примесей при относительно повышенных содержаниях Pb, Cu и Ba, что наблюдается в углеродисто-кремнистых породах. Вероятно, обогащение этими элементами связано с процессом рудообразования.

Основные характеристики органического вещества (ОВ) углеродисто-кремнистых пород штольни (табл. 2) показали идентичность его углеродистому веществу пород карьера [Ярославцева и др., 2012].

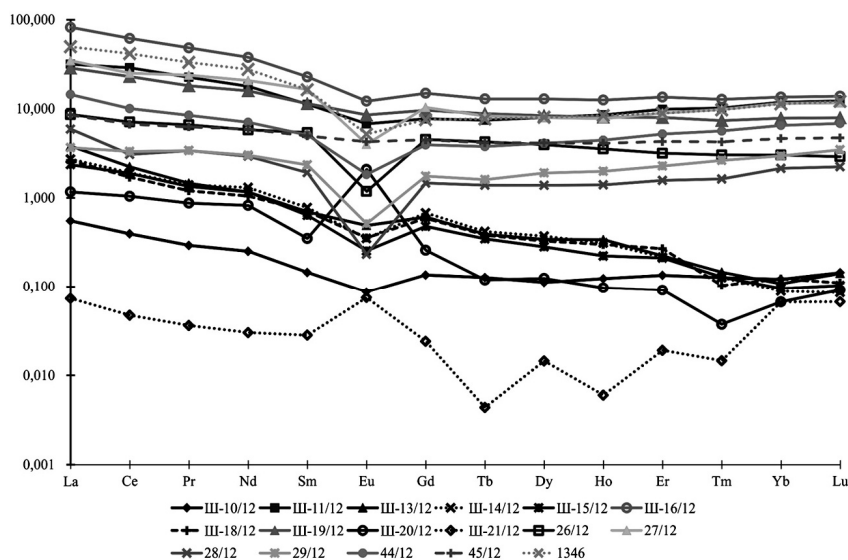


Рис. Нормированные на хондрит [McDonough, Sun, 1995] содержания РЗЭ в изучаемых породах рудомещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения.

Рассеянное органическое вещество (РОВ) изучаемых пород (обр. Ш16) также находится на высокой степени преобразования. Об этом свидетельствует отсутствие гуминовых кислот. В составе растворимых компонентов РОВ доминируют неокисленные структуры (Ахл/Асп-б = 2.9), а значения коэффициента битуминозности  $\beta = (\text{Ахл/Асп-б}) \cdot 100 \ll 1$ , что свидетельствует о сингенетичности органического вещества (ОВ). Содержание углеводов (УВ) в породе и ОВ относительно невысоки, а в их групповом составе доминируют алифатические соединения. Характеристики углеводородных молекулярных маркеров изучаемых пород также соответствуют данным по алевропелитам карьера. В частности, соотношение маркеров сапропелевой и гумусовой составляющих  $C_{17}/C_{29}$  составляет 10.88, что указывает на гидробионтный генезис исходного ОВ. Данные по полиароматическим углеводородам (ПАУ), в основном, совпадают с данными [Ярославцева и др., 2012], но в углеродистом веществе изучаемых пород ПАУ составляют 65 % фракции ароматических УВ, а в алевропелитах, вскрытых карьером – более 90 %. Везде преобладают незамещенные (голаядерные) конденсированные полиароматические соединения с 4–7 кольцами. Пирогенные соединения, образование которых связано с высокотемпературным воздействием на РОВ, составляют 94 % от суммы ПАУ, что позволяет предположить, что исходное ОВ претерпело специфическую трансформацию под воздействием повышенных температур. При этом гопановые коэффициенты зрелости РОВ ( $T_s/T_s+T_m = 0.51$ , предел 1.0;  $22S/22S+22R = 0.60$ , предел 0.62) неоднозначны и не позволяют охарактеризовать уровень зрелости РОВ. Стерановые показатели зрелости также далеки от термодинамического предела ( $20S/(S+R) = 0.38$ , предел 0.55;  $(S) = 0.45$ , предел 0.70) и не превышают значений, характерных для стадии раннего катагенеза (МК1). Специфика геохимических параметров РОВ Сафьяновского месторождения может быть обусловлена либо контактовым метаморфизмом, либо поствулканической гидротермальной активностью.

**Компонентный состав ОБ углеродсодержащих пород  
Сафьяновского месторождения**

Содержание в породе, %	Компоненты	обр. Ш16/12	обр. Л.К. IV-е
		Н.О.	89.93
	CaCO <sub>3</sub>	10.07	9.05
	Скарб	1.21	1.09
	Сорг. в н.о.	3.77	2.60
	Сорг/пор	4.19	2.86
	ОБ	5.45	3.72
	Ахл	0.011	0.006
	Асп-б	0.004	0.010
	ГК	0.000	0.000
Групповой состав ОБ, %	Ахл	0.19	0.17
	Асп-б	0.07	0.27
	ГК	0.00	0.00
	ООБ	99.7	99.6
$\beta$		0.25	0.22
Состав Ахл, %	масла	32.4	31.6
	смолы	63.8	64.9
	асфальтены	3.8	3.5
УВ, %	в породе	0.003	0.002
	в ОБ	0.06	0.05
Состав УВ, %	Me-Nf	72.7	58.8
	Ar	27.3	41.2
Me-Nf/Ar		2.7	1.42
Me-Nf, %	в породе	0.0025	0.0013
Ar, %	в породе	0.0009	0.0008

Примечание. Битумологический анализ выполнен в лаборатории органической геохимии, ВНИИОкеанология, г. Санкт-Петербург, аналитик В. И. Петрова. Навеска образца Ш16/12 104.5 г. Данные по обр. Л.К. IV-е по [Ярославцева и др., 2012]. н.о. – нерастворимый остаток; Ахл – хлороформный битумоид; Асп-б – спиртобензольный битумоид; ГК – гуминовые кислоты;  $\beta$  – коэффициент битуминозности; УВ – углеводороды; Me-Nf – метано-нафтеновая фракция углеводородов; Ar – ароматическая фракция углеводородов.

Ранее в углеродисто-кремнистых и вулканокластических породах карьера были обнаружены и определены раковины фораминифер *Parathurammia aff. tamarae* L. Petrova, 1981 [Петрова, 1981]. В результате был уточнен возраст рудовмещающей толщи месторождения – верхний эйфель-живет [Чувашов и др., 2011]. Некарбонатные раковины имеют уменьшенные размеры и меньшее количество устьев, что можно объяснить неблагоприятными условиями обитания в мелководном морском бассейне, где карбонатное осадконакопление было подавлено значительным привнесом вулканического материала. Хорошая сохранность фораминифер, нередкое обволакивание раковин пелитовым материалом, следы продавливания осадков указывают на захоронение раковин в мелководных морских условиях недалеко от места обитания. В образце Ш10/12 из штольни, представленном темно-серым известняком, обнаружены карбонатные фораминиферы *Parathurammia magna*, также обитавшие на морском мелководье в среднем-позднем девоне. Присутствие в известняке вулканоген-

ного материала говорит в пользу его образования, близкого по возрасту с углеродисто-кремнистыми породами. Структурно-текстурные особенности пород и характер захоронения фораминифер свидетельствуют о том, что углеродисто-кремнистые отложения Сафьяновского месторождения формировались в условиях верхней части сублиторали в зоне действия штормовых волн.

Исходя из вышесказанного, можно сделать выводы, что вулканиты, представленные в изучаемой выборке, вероятно, относятся к пепловым фациям андезит-дацитового состава. Геохимические параметры пород рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения также обусловлены наложенными гидротермальными процессами, которые, скорее всего, связаны с рудообразованием. Все изучаемые породы при общем невысоком уровне метаморфизма, претерпели достаточно сильные гидротермальные изменения, что сказалось и на распределении в них элементов-примесей и на составе углеродистой составляющей РОВ.

*Работа выполнена при финансовой поддержке ОФИ УрО РАН № 12-5-013-СТ.*

### Литература

*Анфимов А. Л., Сорока Е. И., Ярославцева Н. С., Главатских С. П.* Генезис углеродисто-кремнистых прослоев в рудовмещающей вулканогенно-осадочной толще Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Вулканизм и геодинамика. V Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 474–476.

*Молошаг В. П., Прокин В. А., Удачин В. Н., Сорока Е. И.* Распределение редкоземельных и редких элементов в субвулканических породах Сафьяновского месторождения // Ежегодник-2004. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 192–198.

*Петрова Л. Г.* Фораминиферы среднего девона восточного склона Урала // В кн.: Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 81–101.

*Чувашов Б. И., Анфимов А. Л., Сорока Е. И., Ярославцева Н. С.* Новые данные о возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал) на основе фораминифер // ДАН, 2011. Т. 439. № 5. С. 648–650.

*Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В.* Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 71 с.

*Ярославцева Н. С., Масленников В. В., Сафина Н. П., Лещев Н. В., Сорока Е. И.* Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2012. № 2. С. 106–123.

*McDonough W. F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995. Vol. 120. № 3–4. P. 223–253.

***Н. Р. Аюпова<sup>1,2</sup>, А. С. Целуйко<sup>2</sup>***

<sup>1</sup> – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
ayupova@mineralogy.ru*

<sup>2</sup> – *Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*

### **Сульфидно-магнетитовые руды Западно-Озерного медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал)**

Сульфидно-магнетитовая минерализация встречается на многих колчеданных месторождениях Урала. В большинстве работ образование магнетитовых руд связывается с гидротермально-метасоматическими процессами и последующим метамор-

физмом колчеданных руд [Ярош, 1972]. Вулканогенно-осадочное происхождение сульфидно-магнетитовых руд предполагается для слоистых пирит-магнетитовых и хлорит-магнетитовых отложений, переслаивающихся с сульфидами [Поротов и др., 1973]. Выдержанные сульфидно-магнетит-гематитовые горизонты в кровле и на выклинках рудных залежей формировались при процессах гальмиролиза-диагенеза сульфидно-гиалокластитовых осадков на колчеданных месторождениях, преобразованных до ступени пумпеллиит-пренитового метаморфизма [Масленников и др., 2007].

В данной работе рассматривается минеральный состав сульфидно-магнетитовых руд Западно-Озерного месторождения (Южный Урал), который ранее не был описан в литературе. Задача исследований – определение и сравнение минеральных ассоциаций, характерных для сульфидных и магнетитовых руд с целью выяснения способа их формирования. Микроскопические исследования проведены с использованием микроскопа Olympus BX51. Акцессорные минералы изучены на СЭМ VEGA3 TESCAN с энергодисперсионным анализатором (аналитик И. А. Блинов).

На Западно-Озерном месторождении, локализованном на северо-западном фланге Узельгинского рудного поля, выявлено 15 рудных тел, расположенных на двух рудоносных уровнях. Нижний уровень расположен на контакте карамалыташской и улугауской свит, а верхний связан с горизонтом полимиктовых брекчий, залегающих среди андезитов улугауской свиты [Гаврилов и др., 1984]. В настоящее время в карьере месторождения вскрыты руды кровли рудного тела № 5 верхнего уровня среди андезито-дацитов, расположенного севернее основного рудного тела № 1.

На горизонте 130 м в восточном борту карьера обнажены сплошные тонкозернистые пиритовые руды с реликтами колломорфных структур, которые перекрываются грубообломочными рудами, состоящими из сглажено-угловатых, часто округлых и эллипсоидальных пиритовых рудокластов размером до 2–3 см (редко до 7–15 см) в мелкообломочной массе того же состава. Граница сплошных пиритовых руд с перекрывающей грубообломочной рудой – резкая, с западинами. В глыбах взорванного блока встречаются обломочные сфалерит-пиритовые руды, содержащие прослой и линзы магнетитовых и кластогенных пиритовых руд.

*Пиритовые руды* сложены сглаженно-угловатыми, чаще округлыми, четко очерченными обломками со следами растворения и срезанием текстурного рисунка. Для руд характерно тесное сонахождение разнообразных по размерам и строению обломков. Насыщенность обломками в рудах различная и зависит от их размеров. Пирит в обломках представлен кристаллически-зернистыми фрагментами литифицированных руд зонального строения, представленного пористым ядром, более плотной промежуточной зоной и наружной пиритовой оторочкой с прослоями нерудного вещества. В рудокластах кристаллического пирита с помощью травления конц.  $\text{HNO}_3$  выявляется грубая зональность первого рода.

В *сфалерит-пиритовых рудах* присутствует несколько структурных разновидностей пирита. Широко представлены обломки колломорфно-крустификационной структуры, в которых тонкие пиритовые зоны перемежаются с зонами нерудного вещества. Иногда в них встречаются слои с пластинчатыми кристаллами пирита, вероятно, образованными по марказиту. Обломки зональных кристаллов пирита замещаются сфалеритом, а фрамбоидальный пирит образует сегрегации размером до 1–2 мм и замещается теннантитом (мас. %: Fe 7.62, Cu 38.99; Zn 4.56; As 19.14). Пиритовые обломки сцементированы сфалеритом (Fe 2–4 мас. %). Под микроскопом сфалерит обнаруживает тонкую (иногда еле заметную) вкрапленность халькопирита.

Включения галенита размером 3–4 мкм и электрума (Ag 52–60 мас. %, Au 40–47 мас. %) размером до 5 мкм в сростках с галенитом – характерная черта сфалерита. Более крупные скопления галенита встречаются на контакте сфалерита и пирита, где отмечено развитие англезита по галениту.

*Магнетитовые руды* представлены тонкозернистой массой, образованной в результате последовательного замещения сфалерит-пиритовых руд магнетитом. Под микроскопом устанавливаются различные соотношения между минералами: пирит образует зерна неправильной формы, магнетит – равномернозернистые агрегаты, часто обладающие зональным строением, сфалерит – крупные агрегаты. Кроме того, присутствуют пластинки магнетита с реликтами тонкодисперсного гематита. Цемент представлен анкеритом и сидеритом. Процессы замещения магнетитом прослеживаются от начальных его стадий до образования магнетитовых слоев.

В магнетитовых слоях отмечается одновременное замещение пирита халькопиритом и магнетитом. Магнетит псевдоморфно замещает пиритовые зерна, постепенно наследуя их облик. По мере развития магнетита появляются незначительные самостоятельные скопления халькопирита, изредка отдельные крупные зерна пирита и агрегаты сфалерита изометричной формы с угловатыми очертаниями и при этом более отчетливо наблюдается его замещение магнетитом. Наряду с тонкой вкрапленностью халькопирита в сфалерите, появляется большое количество его крупных выделений.

Замещение сфалерита магнетитом сопровождается укрупнением включений галенита и увеличением их количества. Многочисленные скопления галенита появляются в магнетитовой ассоциации, а также в более поздних крупных зернах пирита. Результаты электронно-микроскопических исследований показывают, что галенит содержит в своем составе от 4 до 7 мас. % Se. Электрум (мас. %: Ag 41–43; Au 57–59) в сфалерите образует отдельные включения размером 1–2 мкм, фиксируется в ассоциации с новообразованным халькопиритом, а также встречается в магнетите. В реликтах сфалерита и пирита обнаруживаются субмикроскопические выделения касситерита (менее 1–3 мкм). Вкрапленность касситерита, иногда гессита, установлена также в магнетите без видимой связи с сульфидами. Постоянным спутником магнетита являются идиоморфные кристаллы арсенопирит псевдоморфической формы.

Таким образом, пиритовые и сфалерит-пиритовые кластогенные руды сформировались в результате интенсивного разрушения сульфидного холма и являются коллювиальными брекчиями с наименьшим расстоянием от источника сноса. Образование каемок позднего пирита в обломках может быть связано с длительно протекавшими процессами диагенеза еще не в затвердевшем рудном осадке. Подобные руды на месторождении описаны на флангах основного рудного тела № 1 [Гаврилов и др., 1984]. Вероятно, рудное тело № 5 является фрагментом основной рудной залежи, а его современное залегание является результатом перемещения по разлому, о чем свидетельствуют его U-образная форма, нахождение в зоне расщепления, а также текстурно-структурные особенности руд.

Отсутствие признаков гидротермальных изменений и перекристаллизации рудных минералов, сохранение зональности роста I в пирите, отсутствие порфирировидных структур и псевдоморфные замещения сульфидов магнетитом с формированием устойчивых минеральных ассоциаций с редкими элементами могут свидетельствовать о диа- и катагенетических процессах преобразования сфалерит-пиритовых руд. Замещение сульфидов магнетитом сопровождалось высвобождением серы и резкой сменой окислительно-восстановительного потенциала среды минералообра-

зования, что способствовало перераспределению элементов-примесей, содержащихся в рудах, и в ряде случаев привело к образованию новых минеральных форм. Известно, что золото-селеновая минерализация является характерной чертой как зоны субмаринного, так и континентального гипергенеза некоторых колчеданных месторождений Урала [Аюпова и др., 2012]. Понижение температуры и рост pH среды минералообразования могли способствовать образованию электрума в рудах.

Существуют находки касситерита в штокверковых рудах метаморфизованных колчеданных месторождений [Petersen, 1986]. Повышенные содержания олова отмечены для крустификационного халькопирита и сфалерита труб палеозойских «черных курильщиков» [Maslennikov et al., 2009] и кластогенных руд колчеданных месторождений Урала [Сафина, Масленников, 2007]. Предполагается, что олово может концентрироваться в сфалерите в виде изоморфной примеси [Maslennikov et al., 2009]. В данном случае касситерит в магнетитовых рудах мог появиться как продукт субмаринного окисления  $\text{Sn}^{2+}$ , входящего в структуру сфалерита.

Появлению включений гессита в магнетите и арсенопирита в рудах, вероятно, способствовало высвобождение Te и As в результате замещения сульфидов магнетитом. Наряду с сульфоарсенидной минерализацией в колчеданных рудах, связанной с метаморфическими процессами или регенерацией руд при взаимодействии с магматическими телами, некоторые исследователи выделяют диагенетический арсенопирит [Goodfellow et al., 2003].

Таким образом, краткий анализ структурно-вещественных особенностей сульфидных и магнетитовых руд показывает, что диа-катагенетические процессы могут быть определяющими в образовании специфических аутигенных минеральных ассоциаций в апосульфидных магнетитовых рудах.

*Работы поддержаны программой Президиума РАН (№ 12-П-5\_1003) и Федеральной целевой программой «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы (ГК № 14.740.11.1048).*

## Литература

Аюпова Н. Р., Белогуб Е. В., Котляров В. А. Золото-селенидная минерализация в продуктах субмаринного и континентального окисления колчеданных руд // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы (XV чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 11–12.

Гаврилов В. А., Скуратов В. Н., Исмаилов М. И. Структура и условия локализации Западно-Озерного колчеданного рудопроявления // Доклады АН СССР, сер. геол. 1984. Т. 1. С. 161–164.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экогенез колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 348 с.

Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Белогуб Е. В. и др. Сульфидно-магнетитовые фации колчеданных месторождений Урала // Уральский минералогический сборник. 2007. № 14. С. 37–64.

Поротов Г. С., Пертель А. И., Веселов Е. В. Геологические особенности Приорского колчеданного месторождения // Геология рудных месторождений. 1973. № 1. С. 64–73.

Сафина Н. П., Масленников В. В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-КУасы и Сафьяновское, Урал. Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.



*Ярош П. Я.* Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 239 с.

*Goodfellow W. D., McCatcheon S. P.* Geological and genetic attributes of volcanic-sediment-hosted massive sulfide deposits of the Baturst Mining Camp, Northern New Brunswick – a synthesis // *Economic Geology Monograph*. 2003. Vol. 11. P. 497–512.

*Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V.* Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP MS) // *Economic Geology*. 2009. Vol. 104. P. 1111–1141.

*Petersen E. U.* Tin in volcanogenic massive sulfide deposits: an example from the Geco Mine, Manitouwadge district, Ontario, Canada // *Economic Geology*. 1986. Vol. 81. P. 323–342.

***И. А. Блинов***

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
ivan\_a\_blinov@mail.ru*

### **Гипергенные минералы бурых железняков Амурского месторождения (Ю. Урал)**

Амурское цинковое месторождение находится в Брединском районе Челябинской области. Месторождение было открыто по выходам бурых железняков [Штейнберг и др., 1976ф]. В 2007–2008 гг. на месторождении проведены разведочные работы, по результатам которых выделены тела окисленных «несульфидных» цинковых руд. Зона окисления Амурского месторождения имеет линейную морфологию и приурочена к тектоническому шву. Промышленный интерес представляли глинистые продукты гипергенных изменений перекрывающих вулканитов с содержаниями цинка до 3 мас. % в форме сорбированного комплекса смектитизированных хлоритов и слюд [Отчет..., 2008ф; Белогуб, 2009]. Поверхностная зона окисления, представленная бурыми железняками, не представляла экономического интереса и осталась недоизученной, в связи с чем сформулирована цель данной работы – характеристика гипергенных минералов в бурых железняках Амурского месторождения.

Было изучено 4 аншлифа, изготовленных из kernового материала. Химический состав минералов определен автором на СЭМ Vega 3 sbu Tescan с ЭДС Oxford Instruments X-act.

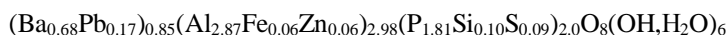
Бурые железняки представлены различными структурно-текстурными разновидностями. Основными типами являются сплошные агрегаты гидроксидов железа и кварцевые брекчии, в которых гидроксиды железа являются цементом или вкраплены в кварцевом агрегате. Основные новообразованные минералы – гетит и гидрогетит, также выявлены барит, минералы группы крандаллита, селениды (тиманнит и клаусталит), единичные зерна природной латуни, золота, йодаргирита и гипергенного сфалерита.

Гидроксиды железа широко распространены в виде сплошных массивных, ноздреватых агрегатов. Они цементируют кварцевые зерна, пропитывают мелкозернистый кварц, придавая ему бурую окраску, и представлены массивными, радиально-

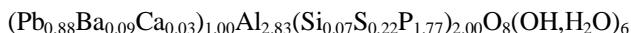
лучистыми, натечными, почковидными, спутано-волокнистыми агрегатами. Наличие конформных обломков агрегатов гидроксидов железа указывает на просадки во время формирования железной шляпы.

Элементы-примеси характерны для радиально-лучистых, спутано-волокнистых, реже – натечных разновидностей. В большинстве натечных и почковидных агрегатов примеси, при чувствительности прибора около первых сотых долей процента, не зафиксированы. Содержания Zn и Pb не превышают 0.5 и 2.8 мас. % соответственно. Отмечаются примеси V и Ti до 0.6 мас. %. Корреляционный анализ данных 50 анализов показал, что Zn имеет значимую отрицательную связь с Ca (–0.6), а Pb – положительную с Ba и K (1.0), что вероятно, связано с первичной ассоциацией галенита и барита.

Следующими по распространенности гипергенными минералами являются минералы группы крадаллита, близкие к горсейкиту



и плюмбогумиту



(таблица, коэффициент при гидроксильной группе – теоретический). Содержания Zn в изученных зернах не превышает 0.8 мас. %, при этом в гетите, обрастающем крадаллитом, цинк не обнаружен, но присутствует свинец (см. табл.). Корреляционный анализ по данным 16 анализов показывает, что в минералах группы крадаллита Zn характеризуется положительной связью с P (0.8) и Ba (0.7), отрицательной – с S (–0.8), Pb (–0.9) и Ca (–1.0). В то же время Pb образует только отрицательные связи с Ca (–0.7), Zn, Sr (–0.8) и Ba (–1.0), которые, за исключением Zn, входят в одну кристаллохимическую позицию с Pb.

Т а б л и ц а

**Состав зонального кристалла крадаллита (1–4) и гетита (5), мас. %**

№ п.п.	№ спектра	Pb	Sr	Ba	Al	Fe	Zn	V
1	12323s	8.69	–	17.79	14.43	1.18	0.87	–
2	12323t	13.33	1.03	15.96	14.16	1.16	0.75	–
3	12323u	4.19	1.96	16.86	12.92	1.18	0.99	–
4	12323v	32.64	–	–	12.93	1.32	–	–
5	12323w	1.36	–	–	0.84	61.94	–	0.31

О к о н ч а н и е т а б л .

№ п.п.	№ спектра	P	Si	S	Ca	O	Сумма
1	12323s	10.39	–	–	0.08	37.23	90.66
2	12323t	10.53	0.34	–	0.07	37.93	95.25
3	12323u	10.64	0.32	0.19	0.14	33.23	82.63
4	12323v	7.68	–	2.15	Н.о.	32.74	89.45
5	12323w	0.42	0.8	–	0.18	34.16	100.00

**Примечание.** Данные исследований на СЭМ. Прочерк – не обнаружено. Низкая сумма связана с мелкими размерами зерен и присутствием воды в структуре минералов группы крадаллита.

Форма кристаллов минералов группы крадаллита, размеры которых не превышают 50 мкм, и их непостоянный состав указывают на нестабильные условия минералообразования, характерные, в целом, для формирования зон окисления (рис., см. вкладку, стр. 157). Центральная часть кристалла представлена минералом, близким к горсейкиту. После хрупкой деформации трещины и внешняя зона залечена плюмбогумитом. В некоторых зернах наблюдалась сложная зональность плюмбогумит–горсейкит–плюмбогумит. На кристаллы минералов группы крадаллита всегда нарастают гидроксиды железа.

Барит – также распространенный минерал. Образует кристаллы, скопления и сростки размером до 0.5 мм. Встречается, главным образом, в порах, трещинах, пустотах бурых железняков, что указывает на его гипергенное происхождение. Примеси не выявлены. Присутствие бария в минералообразующей системе может быть связано с разрушением плагиоклазов вмещающих вулканитов.

Тиманнит и клаусталит образуют зерна размером до 20–40 мкм. Встречаются как самостоятельные агрегаты в порах и трещинах, так и включения и сростания с минералами группы крадаллита, реже – в гидроксидах железа. Нередки тонкие сростания обоих селенидов. Химический состав не содержит примесей.

Золото образует зерна размером до 10 мкм и встречается, главным образом, в трещинах, пустотах, реже – как включения в почках гидроксидов железа. Примеси серебра и меди не выявлены. Тем не менее, по составу и структуре золото можно разбить на две группы. Одна группа частиц золота на спектрах содержит минимальные количества примесей и во вторичных электронах выглядит намного ярче, чем окружающие минералы. Для части выделений на энергодисперсионных спектрах выявляются Si, Al, O, и при просмотре с помощью детектора вторичных электронов такое золото лишь немного ярче, чем гидроксиды железа.

Сфалерит образует редкие зерна размером до 15 мкм и идиоморфные кристаллы в трещинах и пустотах среди гидроксидов железа, что свидетельствует о его гипергенном происхождении. Содержание железа в сфалерите достигает 10 %.

Йодаргирит встречается в виде редких мелких зерен размером до 3 мкм, главным образом, в участках массивных сливных агрегатов гидроксидов железа. Йодбром-хлораргирит также найден в виде редких, мелких зерен размером до 1.5 мкм (содержания анионов возрастают в ряду I, Br, Cl). Подобно йодаргириту, он приурочен к участкам массивных сливных агрегатов гидроксидов железа. Однако эти галогениды серебра пространственно разобщены и встречаются в разных образцах.

Самородная латунь и цинкит представлены единичными зернами размером около 5–6 мкм в трещинах агрегатов гидроксида железа.

Таким образом, проведенные электронно-микроскопические исследования показали неоднородность химического состава гидроксидов железа и минеральное разнообразие бурых железняков Амурского месторождения. Здесь впервые выявлены гипергенные минералы, принадлежащие к классам самородных веществ, сульфидов, селенидов, фосфатов, галогенидов, сульфатов, оксидов.

Мелкие размеры минералов и их непостоянный состав свидетельствуют о многократной смене условий минералообразования. На переходы между восстановительными и окислительными условиями указывают нахождение в одном образце таких редких минералов-индикаторов как гипергенный сфалерит, цинкит, самородная латунь, селениды, крадаллит и гидроксиды железа. Находка селенидов ртути и свинца в железной шляпе подтверждает тезис об их более высокой устойчивости в окислительных условиях, чем сульфидов аналогичных металлов [Belogub et al., 2008].

В геохимическом плане в зоне окисления происходит разделение Zn и Pb. Более высокие содержания Zn в гипергенных минералах характерны для глинистых продуктов изменения вулканитов из более глубоких частей профиля окисления, а Pb – в близких к поверхности бурых железняках.

*Автор благодарен Е. В. Белогуб и К. А. Новоселову за помощь в работе. Работа выполнена при поддержке гранта 12-05-31188 мол\_а.*

### Литература

*Белогуб Е. В.* Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 536 с.

Отчет о результатах поисково-оценочных работ, выполненных в 2007–2008 гг. на Амурском месторождении цинковых руд с подсчетом запасов по состоянию на 01 октября 2008 г. Ответ. исполнители *Баль В. И., Пужаков Б. А.* Челябинск, 2008ф. 232 с.

*Штейнберг А. Д., Абдуллин Р. З., Скопина Н. А. и др.* Отчет о результатах геофизических и геолого-поисковых работ м-ба 1 : 25000 на площади Амамбайской и Амурской рудоносных зон в Агаповском, Кизильском и Брединском районах Челябинской области за 1972–76 гг. Том 1 – текст отчета. Челябинск–Магнитогорск, 1976ф. 294 с.

*Belogub E. V., Novoselov K. A., Yakovleva V. A., Spiro B.* Supergene sulphides and related minerals in the supergene profiles of VHMS deposits from the South Urals // *Ore Geology Reviews*. 2008. Vol. 33. Is. 3–4. P. 239–254.

*А. Г. Гладков*

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
black.gnom@mail.ru*

### **Сравнение термоЭДС оруденелой фауны месторождения Сафьяновское (Средний Урал) и гидротермального поля Галапагосского рифта (Тихий океан)**

(научный руководитель В. В. Масленников)

Термоэлектрический эффект в минералах-полупроводниках заключается в возникновении в них градиента температуры термоэлектродвижущей силы – термоЭДС. Для большей части полупроводников коэффициент термоЭДС зависит от химического состава минералов, количества примесей в них и изменяется с повышением или понижением температуры. Возникновение в полупроводнике термоЭДС связано с изменением концентрации и кинетической энергии свободных носителей электрических зарядов (электронов и дырок) и их диффузией из более горячей области полупроводника в область с пониженной температурой. Это приводит к возникновению в полупроводнике зарядов свободных носителей электричества и противоположных по знаку зарядов ионов кристаллической решетки, что влечет за собой возникновение внутреннего электрического поля. Следует отметить, что электрический ток, возникающий при миграции электронов, носит постоянный характер [Гинзбург, 1985].

Для исследования термоэлектрических свойств минералов был применен зондовый метод с использованием двух зондов в виде заостренных медных стержней.

Метод характеризуется пониженными метрологическими показателями. Измерения термоЭДС проводились с помощью установки собственного изготовления (по схеме А. Красникова), состоящей из двух медь-константановых термопар – горячей, на базе паяльника с регулируемой температурой, и холодной, а также цифрового мультиметра Mastech MS8221B, константанового термозонда.

Целью работы является сравнение термоэлектрических свойств оруденелой фауны современных (гидротермальное поле в Галапагосском рифте, Тихий океан) и палеозойских (Сафьяновское медно-цинково-колчеданное месторождение, Средний Урал) гидротермальных полей.

Одним из хорошо изученных объектов современных гидротермальных образований являются активные и реликтовые гидротермальные постройки Галапагосского рифта [Corliss et al., 1979; Malahoff et al., 1983]. Наиболее крупное из сульфидных скоплений представляет собой линейную систему гидротермальных труб (часто сросшихся) высотой до 35 м и шириной свыше 20 м, прослеженных на расстояние около 500 м [Prefer et al., 1999]. Сульфидная постройка сформировалась на осыпи базальтовых обломков вследствие поступления гидротермальных растворов по трещинам вдоль крупного разлома в океанической коре. Среди сульфидных минералов преобладают халькопирит и пирит при небольшом количестве сфалерита. В зоне Галапагосского рифта, рядом с местами разгрузки гидротерм обнаружены черви из рода *Riftia*, живущие в симбиозе с сульфидоокисляющими бактериями [Felbeck, 1981].

Сафьяновское месторождение находится в Режевском рудном районе на Среднем Урале и представляет собой разрушенный сульфидный холм, основу которого составляет колонна массивных сульфидных руд, содержащих реликты халькопирит-сфалерит-кварцевых труб [Масленников, 2006]. Вблизи кровли холма распространены колломорфные пиритовые руды, содержащие оруденелые трубчатые черви – полихеты размером от 100 мкм до 2 см.

Были исследованы образцы ДК-1662-3a1 (поле Галапагосского рифта) и Saf-12-1f (Сафьяновское месторождение), предоставленные профессором В. В. Масленниковым.

Трубчатые черви диаметром 10–15 мм в обр. ДК-1662-3a1 имеют максимальную сохранность: их оболочка сложена гидротермально-осадочным колломорфным пиритом, а внутренняя полость – кристаллическим пиритом, замещаемым халькопиритом (рис. 1). В периферийной части оболочки также отмечается зона замещения колломорфного пирита халькопиритом.

Размеры оруденелых полихет в обр. Saf-12-1f варьируют от 3 до 7 мм и характеризуются концентрически-зональным строением, что выражается в чередовании зон, сложенных колломорфным пиритом, сфалеритом, который замещает пирит, и кристаллическим пиритом (рис. 2). Центральная часть псевдоморфоз трубок выполнена кварцем.

Для образца с гидротермального поля Галапагосского рифта характерен преимущественно электронный тип проводимости с незначительным количеством малых по модулю положительных значений (от +2 до +7.3 мВ) и сравнительно высокими отрицательными (от –17.9 до –32.7 мВ). Положительные значения имеет пористый и колломорфный пирит, выполняющий оболочку трубки. Интерстиции заполнены халькопиритом, имеющим только электронный тип проводимости и, как следствие, отрицательные значения термоЭДС, что влияет на характер проводимости и обуславливает малую размерность положительных значений. Модуль отрицательных значений термоЭДС уменьшается в зонах срастания с пиритом, в данном случае имеющим дырочный тип проводимости.

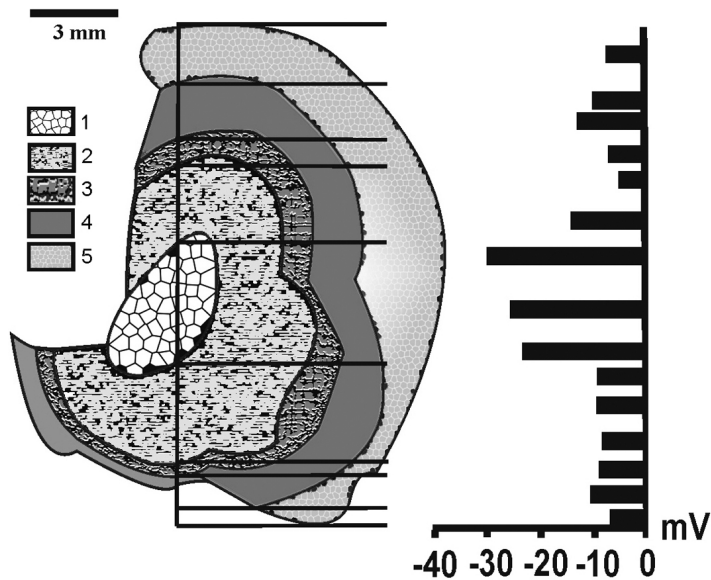


Рис. 1. Обр. ДК-1662-3а1, Галапагосский рифт: 1 – ядро реликтового пирита, замещаемое халькопиритом; 2 – внутренняя полость, сложенная кристаллическим пиритом в халькопиритовой матрице; 3 – оболочка, выполненная колломорфным пиритом; 4 – периферийная зона замещения пирита халькопиритом; 5 – основная пирит-халькопиритовая масса.

Справа – гистограмма изменения значений термоЭДС в различных зонах образца.

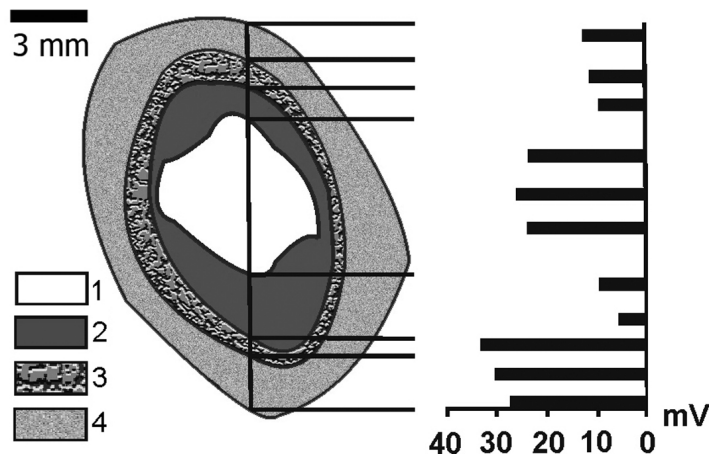


Рис. 2. Обр. Saf-12-1f, Сафьяновское месторождение: 1 – ядро, выполненное кварцем и кристаллическим крупнозернистым пиритом; 2 – зона замещения пирита сфалеритом; 3 – оболочка, состоящая из колломорфного пирита; 4 – пирит-сфалеритовая основная масса.

Справа – гистограмма изменения значений термоЭДС в различных зонах образца.

Для образца Сафьяновского месторождения характерен исключительно дырочный тип проводимости пирита, вероятно, вызванный отсутствием халькопирита. Значения изменяются от +7.3 до +32.5 мВ. Сфалерит в изученном образце имеет также дырочный тип проводимости, величина термоЭДС изменяется незначительно от +3.2 до +3.7 мВ. В сростаниях с пиритом отмечены более низкие значения термоЭДС (от +9.7 до +16 мВ).

*Работы поддержаны проектом УрО–СО РАН № 12-С-1010.*

### **Литература**

- Гинзбург А. И.* Методы минералогических исследований. М.: Недра, 1985. 364 с.
- Масленников В. В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс.: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Corliss J. B., Dymond J., Gordon L. E. et al.* Submarine thermal springs on the Galapagos Rift // *Science*. 1979. Vol. 203. P. 1073–1083.
- Felbeck H.* Chemoautotrophic potential of the hydrothermal vent tube worm, *Riftia pachyptila* // *Science*. 1981. Vol. 213. P. 336–338.
- Malahoff A., Embley R., Cronan D. S., Skirrow R.* The geological setting and chemistry of hydrothermal sulfides and associated deposits from the Galapagos rift and 86°W // *Marine Mining*. 1983. Vol. 4. P. 123–127.
- Perfit M. R., Ridley W. I., Jonasson I. R.* Geologic, petrologic, and geochemical relationships between magmatism and massive sulfide mineralization along the eastern Galapagos spreading center // *Reviews in Economic Geology*. 1999. Vol. 8. P. 75–100.

***И. В. Гаськов, В. А. Симонов, Н. К. Бабинова, С. И. Ступаков***  
*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*  
*gaskov@igm.nsc.ru*

### **Геохимические особенности магматических систем медно-молибден-золото-порфирового Кульбичского месторождения (Горный Алтай)**

Кульбичское месторождение приурочено к южному контакту Саракочшинского плагиогранитного плутона, располагающегося на северо-востоке Горного Алтая [Гусев, 2003]. Медно-молибден-порфировое оруденение в виде кварц-сульфидного штокверка, протягивается в северо-западном направлении на 2–3 км при ширине до 400 м. Оно локализуется в окварцованных и калишпатизированных гранит-порфирах и представлено кварцевыми, кварцево-кальцитовыми и кварц-баритовыми жилками мощностью до 1–5 см с гнездами и вкрапленностью сульфидных минералов.

Ранее с целью выявления возможных источников рудных компонентов на месторождении Кульбичское нами были проведены исследования включений минералообразующих сред в гранит-порфирах, вмещающих Cu-Mo-порфировое оруденение. Было установлено, что вкрапленники кварца в этих породах содержат несколько типов включений, представляющих полную историю развития минералообразующих процессов на месторождении [Симонов и др., 2011].

В настоящем сообщении приводятся новые данные о геохимических особенностях магматических систем медно-молибден-золото-порфирового Кульбичского ме-

сторождения (Горный Алтай), полученные в результате исследования составов расплавных включений в кварце гранит-порфиров, вмещающих Cu-Мо-порфировое оруденение. Были изучены первичные расплавные включения, располагающиеся по зонам роста вкрапленников либо приуроченные к центральным частям кристаллов кварца. Среди этих включений по внешнему облику выделяются две разновидности. Часть включений (размерами 10–25 мкм), приуроченных, в основном, к зонам роста, обладают округлой формой, часто с хорошо видимой огранкой и заполнены множеством мелких светлых кристаллитов, среди которых есть темные фазы и газовый пузырек. Другие включения (до 40–50 мкм) заполнены, главным образом, темными фазами – светлые видны только по краям.

Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились согласно опубликованному ранее методикам [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994] в микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984]. Составы стекол прогретых расплавных включений установлены на рентгеновском микроанализаторе «Самебах-мiсго» в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [Соболев, 1996].

В ходе высокотемпературных экспериментов первичные расплавные включения в кварце при нагреве до 300 °С практически не меняются. Около 350 °С некоторые фазы во включениях изменяют свои очертания, что может свидетельствовать о возможном присутствии солей и флюида. Далее до 750 °С существенные изменения не происходят, и около 900 °С начинается плавление микрокристаллитов во включениях. В области 1030 °С часть мелких (до 10 мкм) включений становится гомогенными. Температуры гомогенизаций более крупных (до 30 мкм) включений составляют 1160 °С. Отдельные включения не выдерживают внутреннего давления и разгерметизируются с выделением части расплава на поверхность пластинки.

При сравнении с информацией по другим сульфидным месторождениям видно, что температуры кислых расплавов Кульбичского месторождения (1030–1160 °С) практически совпадают с данными по ряду медно-порфировых месторождений Монголии (1030–1180 °С) и колчеданных месторождений Рудного Алтая (1050–1180 °С) [Simonov et al., 2010].

По химическому составу изученные расплавные включения в кварце из гранит-порфиров Кульбичского месторождения, обладая низкими содержаниями щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 7 мас. %), соответствуют породам нормальной щелочности и принадлежат к семейству низкощелочных риодацитов и риолитов. Для большей части рассмотренных включений характерны невысокие (до 0.27) значения отношений  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  и они отвечают расплавам натриевой серии. Другая часть включений ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  0.5–1) принадлежит К–Na серии. По этим характеристикам изученные включения Кульбичского месторождения существенно отличаются от включений в кварцевых вкрапленниках из порфиров как медно-порфировых, так и колчеданных месторождений.

По низким содержаниям  $\text{TiO}_2$  (до 0.10 мас. %) расплавные включения Кульбичского месторождения отличаются от включений в кварце небольших медно-порфировых месторождений Монголии [Симонов и др., 2006], совпадая с данными по крупному медно-порфировому месторождению Залдивар, Чили [Campos et al., 2002]. Повышенные значения  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (понижающиеся от 18.6 до 14.3 мас. % при росте



SiO<sub>2</sub>) в рассмотренных расплавах также наиболее близки к месторождению Залдивар. По содержанию FeO выделяются две группы: включения с минимальными значениями (до 0.12 мас. %) совпадают с данными по месторождению Залдивар, а с относительно повышенными (0.3–0.7 мас. %) – тесно ассоциируют с небольшими медно-порфировыми месторождениями Монголии и Залдиваром. Для MgO также характерны две группы (до 0.04 мас. % и 0.07–0.13 мас. %), совпадающие с данными по небольшим и крупным медно-порфировым месторождениям. Расплавы Кульбичского месторождения отличаются от других медно-порфировых месторождений повышенными значениями кальция (до 3.9 мас. % CaO) и натрия (до 5 мас. % Na<sub>2</sub>O). По содержаниям K<sub>2</sub>O выделяются две группы: группа с минимальными значениями (до 1 мас. %) отличается от данных по другим месторождениям, а группа с умеренными значениями K<sub>2</sub>O (2.5–3.6 мас. %) совпадает с медно-порфировыми месторождениями.

При сравнении с данными по расплавленным включениям в кварце колчеданных месторождений [Simonov et al., 2010] выясняется, что включения Кульбичского месторождения отличаются пониженными значениями TiO<sub>2</sub>, FeO, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, повышенными – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, а по MgO, K<sub>2</sub>O частично совпадают с одной из групп, выделенных выше.

С помощью анализа на ионном зонде были установлены содержания редкоземельных элементов и воды в стеклах прогретых расплавленных включений в кварце Кульбичского месторождения. Содержания воды (0.43–0.67 мас. %) в расплавах Кульбичского месторождения практически совпадают с данными по включениям в кварце медно-порфировых месторождений Монголии (0.3–0.76 мас. %) и значительно меньше, чем в рудоносных магмах колчеданного месторождения Юбилейное (1.56–4.30 мас. %).

Графики распределения РЗЭ в стеклах прогретых расплавленных включений в кварце Кульбичского месторождения по форме близки (с Eu минимумом и отрицательным наклоном с относительным обогащением легкими лантаноидами) с данными по включениям в кварце медно-порфировых месторождений Монголии и колчеданных месторождений Рудного Алтая, но при этом содержания компонентов в десятки раз меньше.

Таким образом, исследования показали, что основная масса кварцевых вкрапленников из порфиров рассмотренного медно-порфирового Кульбичского месторождения кристаллизовалась из высокотемпературных (1030–1160 °С) силикатных расплавов. Сходные температуры были установлены для включений в кварце из медно-порфировых месторождений Монголии (1030–1180 °С) и колчеданных месторождений Рудного Алтая (1050–1180 °С) [Симонов и др., 2006; Simonov et al., 2010].

Согласно данным по включениям расплавы Кульбичского месторождения по химическому составу наиболее близки к магматическим системам крупного медно-порфирового месторождения Залдивар, Чили.

При сравнении с данными по составам включений в кварце колчеданных месторождений [Simonov et al., 2010] было выяснено, что расплавы Кульбичского месторождения отличаются пониженными значениями TiO<sub>2</sub>, FeO, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O и повышенными – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O.

*Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.*

## Литература

- Гусев А. И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. Томск: СТТ, 2003. 350 с.
- Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В. А., Гражданников С. А., Гаськов И. В., Боровиков А. А. Включения минералообразующих сред в кварце из медно-молибден-золото-порфирового Кульбичского месторождения (Горный Алтай) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН. 2011. С. 189–191.
- Симонов В. А., Сотников В. И., Ковязин С. В. Уровень концентраций меди в гранитоидных расплавах, генерирующих разномасштабные Cu-Mo-порфировые оруденения // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тез. докл. Междунар. совещ. Новосибирск: Гео, 2006. С. 202–203.
- Соболев А. В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
- Соболев А. В., Слуцкий А. Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
- Campos E., Touret J.L.R., Nikogosian I., Delgado J. Overheated, Cu-bearing magmas in the Zaldívar porphyry-Cu deposit, Northern Chile. Geodynamic consequences // Tectonophysics. 2002. Vol. 345. № 1–4. P. 229–251.
- Simonov V. A., Gaskov I. V., Kovyazin S. V. Physico-chemical parameters from melt inclusions for the formation of the massive sulfide deposits in the Altai–Sayan Region, Central Asia // Australian Journal of Earth Sciences. 2010. Vol. 57. P. 737–754.
- Sobolev A. V., Danyushevsky L. V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // Journal of Petrology. 1994. Vol. 35. P. 1183–1211.

**В. А. Симонов, А. В. Котляров**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
simonov@igm.nsc.ru*

### **Физико-химические параметры палеогидротермальных систем колчеданно-полиметаллического месторождения Кызыл-Таштыг, Восточная Тува**

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Кызыл-Таштыг приурочено к вулканотектонической депрессии. Рудовмещающие комплексы представлены вулканогенно-осадочными нижнекембрийскими отложениями туматтайгинской свиты [Кузубный и др., 2001], в состав которой входят базальты, андезибазальты, дациты и риолиты, а также вулканомиктовые брекчии и туфы соответствующего состава. Осадочные отложения представлены алевролитами, песчаниками, силицитами, известняками. Палеогидротермальное поле с промышленными колчеданно-полиметаллическими рудами приурочено к южному флангу кембрийского Каахемского рифта [Зайков, 2006].

Оруденение располагается на нескольких литолого-стратиграфических уровнях, к которым приурочены изученные нами отдельные рудопроявления и месторождения. Среди пород нижней толщи туматтайгинской свиты находится баритовое рудопроявление Перевальное, которое является одной из рудоподводящих зон. Рудные тела собственно Кызыл-Таштыгского месторождения и окварцованные метасоматиты участка Пиритовый Кар сосредоточены в низах разреза верхней толщи этой свиты. К наиболее высокому по разрезу рудоносному уровню приурочены барит-полиметаллические рудокласты рудопроявления Карового.

Физико-химические условия гидротермальных систем были установлены с помощью исследования флюидных включений методами криометрии и термометрии [Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987] в крио- и термокамерах оригинальных конструкций [Симонов, 1993]. Изучены включения в минералах из сульфидных руд Кызыл-Таштыгского месторождения, рудопроявления Перевальное и участков Пиритовый Кар и Каровый. Учитывая важную роль магматических процессов при формировании палеогидротермальных систем, были рассмотрены флюидные включения в минералах из андезитов и базальтов.

*Рудопроявление Перевальное.* Исследования барита из барит-полиметаллических руд рудопроявления Перевальное позволили выяснить установить температуры эвтектик ( $-22...-24.5$  °C), плавления последних кристалликов ( $-1.7...-2.8$  °C) и гомогенизации ( $122-256$  °C). Исходя из этих показателей, состав рудообразующих гидротермальных растворов представлен  $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$  (с примесью  $\text{KCl}$ ), а концентрация солей составила 2.5–4.3 мас. %. Судя по составу и низким концентрациям солей, источником гидротермальных растворов служила морская вода. В целом, эти параметры соответствуют результатам исследования флюидных включений в барите из современных гидротермальных систем задугового бассейна Вудларк, Тихий океан [Binns et al., 1993].

*Месторождение Кызыл-Таштыг.* В барите из барит-полиметаллических руд собственно Кызыл-Таштыгского месторождения флюидные включения обладают температурами эвтектик от  $-24$  до  $-25$  °C, что показывает преобладание  $\text{NaCl}$  с примесью  $\text{KCl}$ . Растворение последних кристалликов наблюдалось в интервале температур  $-2...-5.5$  °C, что свидетельствует о солености 3–8.5 мас. %. Температуры гомогенизации составляют 150–270 °C. В целом, по температурам и по содержанию солей растворы Кызыл-Таштыгского месторождения имеют близкие характеристики с гидротермами месторождения Яман-Касы (Южный Урал) [Симонов и др., 1998].

*Участок Пиритовый Кар.* Исследовались флюидные включения в жильном кварце. Эксперименты в термокамере показали, что преобладают включения с температурами гомогенизации 110–140 °C. Криометрические исследования флюидных включений показали, что растворы замерзают при  $-36...-32$  °C, а температуры эвтектики составляют  $-26...-32$  °C. Таким образом, среди солей в гидротермальной системе кроме  $\text{NaCl}$  присутствует значительное количество  $\text{MgCl}_2$ . Выделяются две группы включений по содержанию солей: первая – с низкими концентрациями солей от 1.5 до 4 мас. %, вторая – с соленостью 7–9 мас. %.

*Участок Каровый.* По данным термометрии температуры гомогенизации флюидных включений в баритовых рудокластах составляют 112–348 °C, что хорошо согласуется с данными предыдущих исследователей [Калеев, 1990]. Криометрический анализ показал, что, судя по замеренным температурам эвтектик, состав минералообразующих растворов был близок к морской воде (преобладание  $\text{NaCl}$  с незначитель-

ными примесями KCl и Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>). Концентрация солей, определенная по температурам плавления последних кристалликов (–1.3...–3.35 °C) составляет 1.9–5.2 мас. %, что близко к солёности морской воды. Таким образом, скорее всего, основой гидротермальных рудообразующих растворов на рудопроявлении Каровое была морская вода.

Сравнивая полученные результаты по рудопроявлению Каровое с данными по флюидным включениям в минералах других рудообразующих гидротермальных систем, наблюдаем существенное сходство как с параметрами современных гидротермальных растворов, действующих на дне задугового бассейна Вудларк [Binns et al., 1993] (состав – NaCl+KCl+Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, концентрация солей – 2.7–6.9 мас. %, температуры гомогенизации флюидных включений – 203–316 °C), так и с физико-химическими условиями древних гидротермальных рудообразующих систем (месторождение Яман-Касы, Урал) [Симонов и др., 1998].

Постмагматические флюиды. Исследовались флюидные включения в кварцевых вкрапленниках андезитов из верхней толщи туматтайгинской свиты. В кварце этих пород были найдены и изучены расплавные включения [Симонов и др., 1999]. Рядом с первичными расплавными располагаются серии вторичных флюидных включений, представляющих постмагматические гидротермальные растворы. Эксперименты в микротермокамере свидетельствуют о преобладании включений с температурами гомогенизации 145–179 °C. В то же время есть более высокотемпературные включения – до 230 °C. Криометрический анализ флюидных включений показал, что температуры эвтектики составляют от –27.5 до –31.25 °C, т.е. среди солей преобладает NaCl с возможной примесью MgCl<sub>2</sub>. Температуры плавления последних кристалликов составляют –4.4...–3.1 °C, –12.5...–6.8 °C, а также до –15 °C. Соответственно концентрации солей составляют 4.7–7.2 и 8.1–14.4 мас. %, встречаются и более высокие содержания до 17.8 мас. %.

В карбонате из минералов базальтовых порфиритов флюидные включения имеют следующие характеристики: температуры эвтектик – –24.5...–26 °C, температуры плавления последних кристалликов – –1.7...–3.5 °C, температуры гомогенизации – 110–140 °C, редко 275 °C. Таким образом установлено, что на магматические комплексы Кызыл-Таштыгского рудного поля оказывали воздействие гидротермальные системы с минимальными температурами 110–140°C (редко до 275 °C). Преобладали соли натрия (NaCl) с примесью KCl при общей солёности не более 2.5–5.5 мас. %, то есть, скорее всего, источником этих растворов была морская вода.

*Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.*

## Литература

- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
- Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.
- Калеев Е. А. Генетические типы колчеданного оруденения и условия формирования Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тува) // Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Красноярск, 1990. 220 с.
- Кузёбный В. С., Макаров В. А., Калеев Е. А. и др. Кызыл-Таштыгский колчеданно-полиметаллический рудный узел Восточной Тувы. Красноярск. 2001. 292 с.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. 632 с.

Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–1999. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.

Симонов В. А., Зайков В. В., Масленников В. В. Физико-химические условия формирования рудообразующей гидротермальной системы черного курильщика Яман-Касы (Уральский палеоокеан) // Металлогения древних и современных океанов–1998. Руды и генезис месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 32–36.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГТМ СО РАН, 1993. 247 с.

Binns R. A., Scott S. D., Bogdanov Yu. A. et al. Hydrothermal oxide and gold-rich sulfate deposits of Franklin Seamount, Western Woodlark basin, Papua New Guinea // Economic Geology. 1993. Vol. 88. № 8. P. 2122–2153.

**А. А. Терлеев<sup>1</sup>, Д. А. Токарев<sup>1</sup>, В. А. Симонов<sup>2</sup>,  
А. В. Каньгин<sup>1</sup>, С. И. Ступаков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> – *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск  
erleevAA@ipgg.sbras.ru*

<sup>2</sup> – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

### **Новые данные по палеонтологии туматтайгинской эффузивно-осадочной свиты нижнего кембрия Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тува)**

В вулканогенно-осадочных толщах туматтайгинской свиты нижнего кембрия, вмещающих колчеданное месторождение Кызыл-Таштыг (Восточная Тува), были выявлены органические остатки, существовавшие в зонах действия гидротермально-рудообразующих систем, близких по своим характеристикам к современным «черным курильщикам» на дне океанов. Ранее нами эти остатки относились к микробиальным остаткам, которые были обнаружены в миндалинах базальтов и карбонат-кварц железистых породах (яшмоиды). В результате детальнейших микроскопических исследований и апробации у ведущих палеоальгологов удалось установить таксономическую принадлежность этих остатков. В миндалинах базальтов определены цианобактерии рода *Girvanella* Nicholson et Etheridge.

Исследования флюидных включений показали, что базальты, содержащие цианобактерии в миндалинах, находились под воздействием гидротермальных растворов (с минимальными температурами 120–180 °С), по составу (NaCl) и солёности (около 3.5 мас. %), соответствующих морской воде. Эти физико-химические параметры близки по своим значениям к характеристикам части гидротермальных систем, формировавших сульфидные руды Кызыл-Таштыгского месторождения [Симонов и др., 1999; Каньгин и др., 2011; Терлеев и др., 2012].

В железисто-кремнистых породах туматтайгинской свиты нижнего кембрия Кызыл-Таштыгского рудного поля Восточной Тувы определены колонии водорослей родов *Renalcis* Vologdin, *Botomaella* Korde и цианобактерий рода *Obruchevella* Reitlinger.

В настоящее время получены новые материалы по палеонтологии рудовмещающей толщи туматтайгинской свиты, где располагается палеогидротермальное поле собственно месторождения Кызыл-Таштыг с промышленными колчеданно-полиметаллическими рудами. Железисто-кремнистые отложения сложены красными, красно-бурыми, красно-коричневыми породами гематит-кварцевого состава с однородной, брекчиевидной и пятнистой текстурами.

В этих породах дополнительно были определены фаунистические остатки (рис., см. вкладку, стр. 159). Они представлены трубчатыми организмами мелкорачковинной фауны, столбчатыми строматолитами и нитевидными водорослями. На рисунке показаны узкоконический кубок до 1 мм по высоте (рис. Б) и ассиметричный кубок, имеющий с левой стороны простую стенку, а с правой стороны волнистую зазубренную; по морфологическим признакам этот кубок можно отнести к типу риброциат (рис. В). На рис. А, Е представлены трубчатые организмы размером до 1.5 мм в длину с неровными, волнистыми стенками. На рис. Г показаны строматолиты в виде столбиков высотой до 2 мм и шириной в основании до 3 мм, сложенные тонкими слойками с обломочным материалом. На рис. Д изображен пучок трубчатых организмов, в некоторых местах наблюдается членистое строение типа конус в конус, что дает возможность предварительно отнести их к роду *Proaulopora*.

В целом, исследования показали, что в тесной ассоциации с сформировавшимися сульфидными рудами Кызыл-Таштыгского месторождения возникли нижнекембрийские экосистемы, развитие которых связано с действием гидротермальных растворов.

*Авторы статьи выражают свою благодарность сотрудникам ООО «Лунсин» и ТузИКОПР СО РАН (г. Кызыл) за помощь при проведении экспедиционных исследований. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00953 и Интеграционного проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН № 36.*

## Литература

Каныгин А. В., Терлеев А. А., Симонов В. А. и др. Геологические и палеонтологические свидетельства раннекембрийских экосистем гидротермального типа (пример из колчеданного Кызыл-Таштыгского рудного поля, Тува) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2011, № 5 (197), С. 7–12.

Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.

Терлеев А. А., Симонов В. А., Каныгин А. В. и др. Пригидротермальная биота в железисто-кремнистых отложениях Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 71–73.