

Часть 2. КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ И ГИДРОТЕРМЫ НА ДНЕ ОКЕАНОВ

**В. В. Масленников^{1,2}, С. П. Масленникова¹,
А. С. Целуйко^{1,2}, А. Ю. Леин³, Ю. А. Богданов³**

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
maslennikov@mineralogy.ru

² – Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс

³ – Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва

Минералого-геохимическое разнообразие гидротермальных труб «черных курильщиков» базальтовых формаций

Последние находки (2007–2013 гг.) в рудах колчеданных месторождений Понтид, Хокуроко, Рудного Алтая и Урала выявили гидротермальные трубы, сильно отличающиеся друг от друга по составу и минеральной зональности. Стало ясно, что высказанное ранее предположение об идентичности современных и древних «черных курильщиков», не в полной мере нашло свое подтверждение. Назрела необходимость объяснения причин многообразия «курильщиков». Установлено, что вариации состава гидротермальных труб, зависят от локальных изменений физико-химических параметров флюидов и, в частности, от степени смешения их с морской водой [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009]. Вместе с тем, наметились перспективы выявления зависимости составов «черных курильщиков» от составов рудовмещающих формаций [Масленников и др., 2010]. Последующие исследования показали, что одна лишь эта зависимость не объясняет всего многообразия «курильщиков». Было высказано предположение, что особенности минерального состава «черных» и «серых курильщиков» связаны с различиями в «зрелости» магматических и гидротермально-метасоматических систем, зависящей от интенсивности режимов вулканизма [Масленников, 2012].

В последние годы на Урале обнаружены фрагменты гидротермальных труб в колчеданных залежах, залегающих на базальтах в основании Восточно-Магнитогорской островной дуги (Юбилейное и Бурибайское месторождения), а также в Восточно-Уральской задуговой зоне (Султановское месторождение). Появилась уникальная возможность сравнения минералогии и геохимии этих фрагментов с современными «черными курильщиками», формирующимися на базальтах СОХ, горячих точек и зарождающихся островных дугах и задуговых бассейнах. Всего выделено четыре типа богатых халькопиритом и пиритом гидротермальных труб современных и древних «черных курильщиков», каждый из которых характеризуется своими минералогическими и геохимическими особенностями.

Общая черта *первой* разновидности «черных курильщиков», сформированных на N-MOR базальтах СОХ, – обилие ангидрита или колломорфного пирита в оболочках труб при подчиненной роли сульфидов цинка (железистого сфалерита и вюртцита) и халькопирита. Каналы труб «черных курильщиков» последовательно заполнены халькопиритом, пиритом или сфалеритом. Эти «черные курильщики» отличаются от многих других разновидностей наличием изокубанита и пирротина. Пирротин и

псевдоморфозы марказита по пирротину встречаются в средней зоне оболочек труб между наружным слоем колломорфного пирита и внутренним слоем, содержащим эвгедральный пирит. В халькопиритовых крустификациях каналов труб этих же «курильщиков» нередко присутствуют изокубанит и другие высокожелезистые продукты распада твердых растворов (ПТР) системы халькопирит-изокубанит. Халькопирит таких труб обогащен Se (до 4013 г/т), Te (до 286 г/т) и Co (до 201 г/т) при низких содержаниях Au (0.02–0.2, редко 2 г/т). Как правило, такие трубы «черных курильщиков», относящиеся к типу I, доминируют на молодых гидротермальных полях СОХ (на полях Восточно-Тихоокеанского поднятия – ВТП, на поле Брокен Спур в Атлантике).

Резко отличаются от первого трубы «черных курильщиков» *второго* типа, сформированные на базальтах E-MORB над горячими точками СОХ (Менез Гвен, Лаки Страйк в Атлантике, Гора Осевая и Галапагосский центр (ГЦ) в Тихом океане). В оболочках некоторых труб наряду с колломорфным пиритом, сфалеритом и редким пирротинном доминируют барит, изредка присутствуют борнит, теннантит, тетраэдрит, галенит, сульфосоли свинца. Изокубанит в халькопиритовой крустификации, как правило, не встречается. Характерная особенность халькопирита этих труб – высокие содержания Se (до 354 г/т) при низких содержаниях Te (0.05–25 г/т) и варьирующих количествах Co (1–200 г/т). Теллур концентрируется лишь в пирите ГЦ. Содержания Au (0.02–0.2, редко 2 г/т) в халькопирите примерно такие же, как и в первой разновидности.

Третий тип труб формировался на базальтовом (бонинит-толеитовом) основании зарождающихся островных дуг в девоне Урала (Юбилейное и Султановское месторождения). Бонинит-толеитовые комплексы содержат не только комагматичные габбро, но и апобазальтовые тродьемиты, тоналиты и плагиограниты. В оболочках труб доминируют колломорфный пирит, сфалерит и тальк. Достоверные псевдоморфозы пирита по пирротину и марказит установлены лишь в обломочных рудах Султановского месторождения, содержащих фрагменты крустификационного халькопирита и колломорфного пирита «черных курильщиков». На Юбилейном месторождении каналы труб последовательно заполнены халькопиритом, пиритом, сфалеритом, кальцитом и тальком. В халькопирите труб обнаружены теллуrowисмутит, электрум и галенит. В сфалерите каналов труб Юбилейного месторождения, наряду с теллуридами серебра, галенитом и обильными выделениями электрума, встречаются арсенипирит и теннантит. Халькопирит характеризуется умеренными содержаниями Se (до 300–1000 г/т) и сильно варьирующими содержаниями Te (0.4–265 г/т) и Au (0.1–116 г/т) при низких содержаниях Co (0.01–0.5, редко до 41 г/т). Типичная черта этих труб, отличающая их от других типов «черных курильщиков», – обилие теллуридов в халькопирите или сфалерите и присутствие высокотеллуристых разновидностей пирита. Сфалерит, в отличие от сфалерита современных «курильщиков» СОХ, относится к маложелезистой разновидности.

В *четвертом* типе труб «черных курильщиков», несмотря на сходство общей минеральной зональности с другими, пирротин и изокубанит являются редкими минералами или отсутствуют. Среди ПТР обнаружены минералы, близкие по составу к борниту-идаиту, встречаются барит, теннантит и галенит, самородное золото. Содержания Se (1–11 г/т), Te (0.01–0.7 г/т), Co (0.001–0.06 г/т) в халькопирите крайне низкие при варьирующих, иногда аномально высоких содержаниях Au (1–200 г/т)

(например, внеосевое поле ТАГ в Атлантике). Сфалерит относится к маложелезистой разновидности. Вероятно, к этому же типу относятся еще малоизученные «черные курильщики», формирующиеся на островодужных базальтах внутридуговых и задуговых бассейнов Лау и Манус, а также обнаруженные нами трубы среди островодужных базальтов Понтийского пояса (месторождение Кюре). Некоторые из них, вероятно, принадлежат к «серым» и «белым курильщикам» и диффузорам.

Таким образом, несмотря на ассоциацию с одноименными породами – базальтами, состав «черных курильщиков», принадлежащих к различным геодинамическим обстановкам, имеет существенные отличия. В частности, это касается содержаний Se, Te, Co, Pb, Bi, Ba и Au. Предполагается, что эволюция гидротермальных систем базальтоидных формаций связана не только с нарастанием роли кислых вулканитов, но и с последовательным кислотным выщелачиванием минералов-носителей определенных элементов-примесей в ряду: оливин (Fe, Cu, Co, Ni) – пироксен (Fe, Cu, V) – роговая обманка (Bi) – полевые шпаты (Ba, Pb, Tl). Степень созревания гидротермально-метасоматической системы во многом зависит от режимов вулканизма, прерывающего циклы гидротермальных преобразований в апикальной части базальтового магматического очага [Масленников, 2012]. В связи с этим, «незрелые» гидротермальные системы формируют «черные курильщики», богатые Fe и Co, а «зрелые» – обеспечивают высокую концентрацию Bi, Ba, Pb и Tl. Следует заметить, что содержания Ba выше в E-MORB по сравнению с N-MORB [Fouquet et al., 2010]. Если предположить, что сами по себе E-MORB являются продуктами переплавления метасоматически измененных N-MORB, то гипотеза зрелости гидротермальных систем вновь становится предпочтительной. Следует в связи с этим заметить, что баритом также обогащены руды гидротермального узла Семенов, ассоциирующего с базальтами, ультрамафитами и плагиигранитами во внеосевой зоне САХ [Melekestseva et al., 2014]. Появление плагиигранитов свидетельствует о высокой степени взаимодействия магматической и гидротермальной систем [Силантьев и др., 2010].

Различия в концентрациях Se и Te объясняются в рамках рециклинговой модели. В недрах гидротермальной системы уменьшение содержаний H_2Te и H_2Se относительно H_2S может быть связано с их окислением при взаимодействии гидротермальных флюидов с морской водой. При окислении устойчивость этих соединений уменьшается в ряду $H_2S > H_2Se > H_2Te$. В незрелых гидротермальных системах, связанных с активными осевыми частями COX, H_2Te и H_2Se сохранялись во флюидах. Эти элементы в форме Se^{2-} и Te^{2-} изоморфно замещали S^{2-} в кристаллическом халькопирите «черных курильщиков» первого типа. Над горячими точками увеличивалась вероятность созревания гидротермальных систем, поскольку кровля магматических очагов находится глубже, чем в осевых зонах COX, следовательно, увеличивалась вероятность окисления H_2Te до H_2Te_2 или $HTeO_3^-$, при этом, очевидно H_2Se оставался в растворе. Теллур концентрировался в пирите в форме $(Te^{2-})^{2-}$ и лишь частично в халькопирите в виде изоморфной примеси.

В более зрелых гидротермальных системах, формирующихся над плагиигранит-бонинит-толеитовыми комплексами зарождающихся островных дуг, H_2Se и H_2Te частично окислялись до $(Se^{2-})^{2-}$ и $(Te^{2-})^{2-}$, и, соответственно, фиксировались в составе пирита. Диоксид серы (SO_2), поступающий из кислых расплавов восстанавливает $HTeO_3^-$ до Te_2 . Увеличение фугитивности Te_2 в высоко-среднетемпературных гидротермальных системах приводит к отложению теллуридов [Afifi et al., 1988]. Четвер-

тый тип труб, вероятно, формировался из окисленных, слабо восстановленных флюидов, в очень «зрелых» гидротермальных системах, которые могли формироваться во внеосевых обстановках СОХ, в относительно «зрелых» островных дугах, а также за счет локальных процессов окисления при смешении гидротермальных флюидов с морской водой в любых обстановках колчеданообразования.

Процессами опережающего локального окисления H_2Se по отношению к H_2S объясняется уменьшение содержаний Se в халькопирите в ряду от «черных курильщиков» к «серым» и «белым» в соответствии с нарастанием степени взаимодействия гидротермальных флюидов с морской водой [Maslennikov et al., 2009]. При формировании труб первого типа сильно восстановительные флюиды, насыщенные Fe^{2+} за счет выщелачивания базальтов, обладают меньшей способностью к переносу $Au(HS)^{-2}$ по сравнению с флюидами «зрелых» гидротермальных систем, характеризующихся менее восстановительными свойствами.

Таким образом, минералого-геохимическое разнообразие «черных курильщиков» объясняется не только локальными вариациями физико-химических параметров и составами рудовмещающих пород, но и различиями в «зрелости» гидротермальных систем, связанных с разными геодинамическими обстановками.

Работы выполнялись по гранту РФФИ (№ 14-05-00630) при частичной поддержке по проекту Президиума РАН (№ 12-П5-1003).

Литература

- Масленников В. В. Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма // Литосфера. 2012. № 5. С. 486–504.
- Масленников В. В., Леин А. Ю., Масленникова С. П., Богданов Ю. А. Фанерозойские «черные курильщики» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2010. № 3. С. 153–162.
- Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
- Силантьев С. А., Аранович Л. Я., Бортников Л. Я. Океанические плагиограниты: результат взаимодействия магматической и гидротермальной систем в медленносрединных срединно-океанических хребтах // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 387–401.
- Afifi A. M., Kelly W. C., Essene E. J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermodynamical data and calculated equilibria // Economic Geology. 1988. Vol. 83. P. 377–394.
- Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et al. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic ridge and ultramafic-hosted mineralization: a new type of oceanic volcanogenic massive sulfide deposit // In: Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. Geophysical Monograph Series, 118. Copyright 2010 by the American Geophysical Union. P. 321–367.
- Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R. et al. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu-Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia // Mineralogy and Petrology. Special Issue: Ore deposits of the Urals. 2013. Vol. 107(1). P. 67–99.
- Melekestseva I. Yu., Tretyakov G. A., Nimis P. et al. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input // Marine geology. 2014. Vol. 349. P. 37–54.
- 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-ICPMS) // Economic Geology. 2009. Vol. 104. P. 1111–1141.

Колчеданное рудообразование при взаимодействии морской воды с ультрамафитами

В конце XX в. был открыт принципиально новый тип современных гидротермальных систем, связанных с гипербазитами Срединно-Атлантического хребта (поля Логачев, Рейнбоу), который существенно отличается от таковых на базальтах [Богданов и др., 2002]. Вопрос об источнике рудного вещества является предметом дискуссии. Одни исследователи считают, что рудные элементы извлекались горячей морской водой из гипербазитов, другие привлекают породы основного состава (базальты, габбро) океанической коры в качестве источника металлов [Богданов и др., 2002; Леин и др., 2003], третьи объясняют поставку металлов магматическим флюидом [de Ronde et al., 2005; Scott, 2008].

Ранее для соотношения морская вода/гипербазит = 0.02 было показано, что при их взаимодействии для формирования мелких кобальт-медноколчеданных месторождений, связанных с ультрамафитами (Ишкининское на Ю. Урале) достаточно 0.02 м³ исходной породы [Третьяков, Мелекесцева, 2008]. В настоящей работе детально рассматриваются количественные соотношения вторичных минералов в ассоциациях, возникающих в матрице при соотношениях порода/морская вода (П/МВ) от 10⁻⁵ до 1, и при адиабатическом охлаждении гидротермального раствора, отделяющегося от материнской породы. В качестве исходных веществ для моделирования был взят усредненный состав морской воды и наименее измененного перидотита Атлантического океана из базы данных PetDB, использованных нами ранее для расчетов в других системах [табл. 7, Melekestseva et al., 2014]. В твердой части исходного состава мультисистемы были задействованы элементы Al, As, Au, Ba, C, Ca, Cl, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, S, Sb, Se, Si, Sr, Ti, Zn, H, O. Расчеты выполнялись методом минимизации свободной энергии Гиббса по схеме проточного реактора, реализованного в программном комплексе «Селектор», когда на каждой стадии расчетов твердые продукты реакции удалялись из исходного химического состава системы [Карпов и др., 1995]. Термодинамические свойства зависимых компонентов взяты из различных источников (см. пункт 4.6.1 [Melekestseva et al., 2014]).

В первом резервуаре исходный неизменный перидотит реагировал с морской водой при температуре 350 °С и давлении 250 МПа и различных соотношения П/МВ (рис. 1), затем полученный раствор отделялся от твердых фаз и ступенчато охлаждался до температуры придонной морской воды (2 первых резервуара для температур 300 и 250 °С охлаждающегося раствора приведены на рис. 2).

При взаимодействии перидотита и морской воды в породе возникают минеральные ассоциации, характерные для серпентинитов. При интенсивной промывке перидотита образуется гематит-брусит-ангидрит-хризотилловый парагенезис (рис. 1а, 1б). С увеличением доли твердой породы к ним добавляется Mg-хромит, Mg-хлорит, тальк, при Lg(П/МВ) > -1 – актинолит, диопсид. Сульфидные минералы кобальта, никеля в матрице появляются, когда этот показатель больше -3 (рис. 1г), железа, меди – больше -1.5, цинка – больше -1, свинца – больше -0.5. Эти показатели отражают достижение концентрации насыщения для твердой фазы в растворе, означающее в

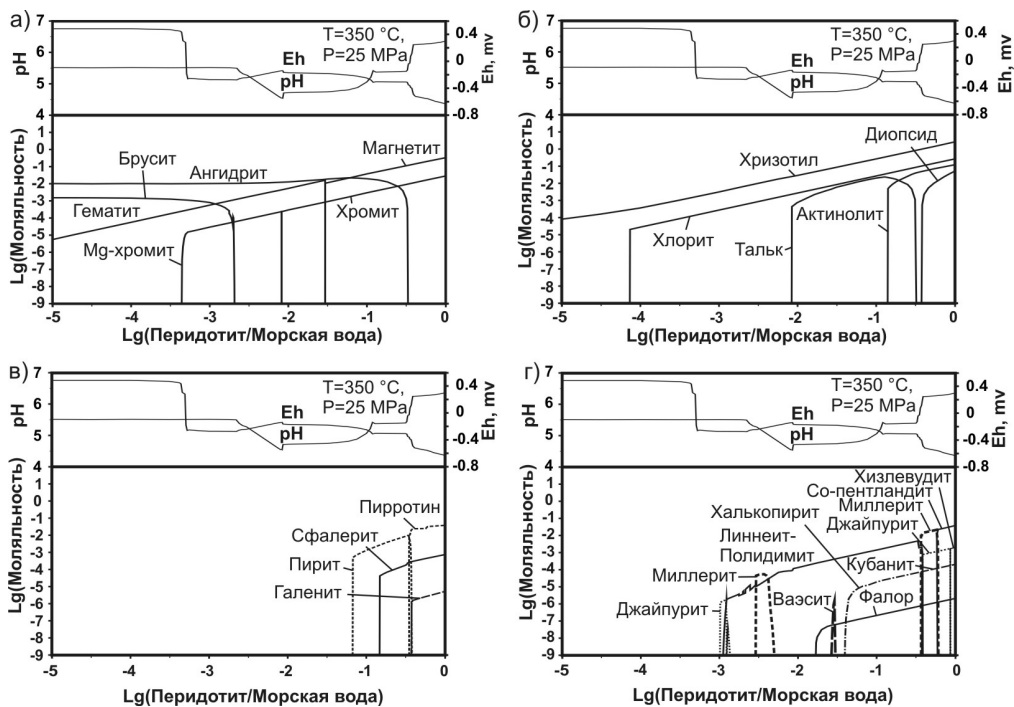


Рис. 1. Минеральные расчетные ассоциации, получаемые при взаимодействии нагретой морской воды и породы при температуре 350 °С и давлении 25 МПа, что соответствует условиям 2410 м ниже уровня океана. В верхней части диаграммы график равновесных значений Eh и pH.

свою очередь, что моляльность суммарной доли элемента не будет повышаться с увеличением доли породы в зоне реакции.

Адиабатическое охлаждение модельного раствора приводит к отложению рудных минеральных ассоциаций. Этот процесс происходит в стенке трубы «черного курильщика» и приустьевой его части. Для низких значений отношения П/МВ = 0.00052 (Т 300 °С, рис. 2а) единственным минералом является гематит. В интервале П/МВ от 0.0007 до 0.0065 преобладают никелевые и никель-кобальтовые минералы: миллерит, линнеит-полидимит, ваэсит (рис. 2б). При П/МВ от 0.0065 до 0.12 основным рудным минералом является пирит (>85 мас. %) с второстепенными ваэситом и халькопиритом и редкой блеклой рудой (рис. 2а, 2б). В области повышенных значений П/МВ (0.12–1) появляются сфалерит, галенит, пирротин, кубанит, хизлеудит, брейтгауптит, однако их общее количество весьма невелико и не превышает $5.2 \cdot 10^{-5}$ моль/кг раствора.

Аналогичная картина характерна и для третьего резервуара, однако начало отложения рудных ассоциаций смещается в сторону меньших значений отношения П/МВ, что вызывается понижением концентрации насыщения для сульфидных минералов с уменьшением температуры при прочих равных условиях. Появляются редкие минералы стибнит (до $3.15 \cdot 10^{-7}$ моль/кг раствора) и клаусталит ($<1.3 \cdot 10^{-7}$ моль/кг раствора).

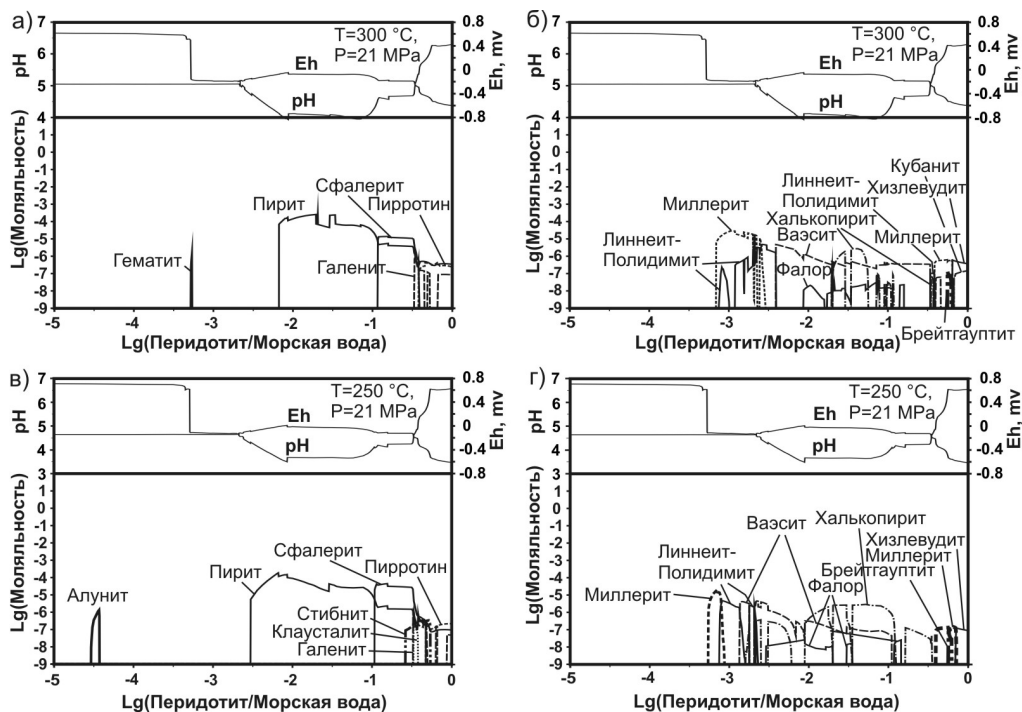


Рис. 2. Минеральные ассоциации, отлагающиеся из расчетного гидротермального раствора (см. рис. 1) при его адиабатическом ступенчатом охлаждении до 300 и 250 °C и снижении давления до 21 МПа бар (2021 м морского дна). На каждой последующей ступени расчета твердые фазы удалялись из раствора. В верхней части диаграммы график равновесных значений Eh и pH.

Известно, что высокотемпературные парагенетические минеральные ассоциации в трубах «черных курильщиков», формирующиеся на базальтовом субстрате, состоят из халькопирита, изокубанита, пирита, сфалерита, вуртцита [Bluth, Ohmoto, 1988; Koski et al., 1994; Масленникова, Масленников, 2007 и др.]. В то же время для гидротермального поля Рейнбоу, для руд которого материнскими породами считаются гипербазиты, главными минералами являются сульфиды меди (халькопирит, изокубанит, борнит), железа (пирротин, пирит, марказит), цинка (сфалерит) и ряд редких минералов [Мозгова и др., 2005]. Аналогичная ситуация отмечается и для поля Логачев, ассоциирующего с гипербазитами. Как показали наши расчеты для системы перидотит–морская вода, во всем интервале соотношений П/МВ в твердых фазах (рис. 2) не отмечается преобладания сульфидов меди. В то же время для аналогичной модели взаимодействия габбро и морской воды при соотношениях П/МВ от 0.017 до 0.03 главенствующим минералом является халькопирит (см. рис. 2d [Tret'yakov, 2013]).

Разногласия между модельными расчетами и количественным составом природных рудных минеральных ассоциаций в месторождениях, связанных с ультрамафитами, обуславливаются, на наш взгляд, наличием повышенных по сравнению со

средним, содержания Cu в реагирующем твердом субстрате, т.е. наличием гипербазитов, обогащенных медью. Однако вероятнее всего, руды формировались из растворов, прореагировавших не только с гипербазитами, о чем свидетельствует присутствие в рудах минералов никеля и кобальта, но и основных пород, в которых содержание меди в 6 раз выше [<http://www.earthchem.org/petdb>]. Очевидно, что каждое месторождение уникально по своему составу и требует индивидуального подхода при объяснении его происхождения и построения генетических моделей.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 14-05-00630 А.

Литература

Богданов Ю. А., Бортников Н. С., Викентьев И. В. и др. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36°14' с.ш.) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 41. № 6. С. 510–543.

Карпов И. К., Чудненко К. В., Бычинский В. А. и др. Минимизация свободной энергии при расчете гетерогенных равновесий // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 4. С. 3–21.

Лешин А. Ю., Черкашев Г. А., Ульянов А. А. и др. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия. 2003. № 3. С. 304–328.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Мозгова Н. Н., Бородаев Ю. С., Габлина И. Ф. и др. Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 4. С. 339–367.

Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю. Серпентинизация ультрамафитов и источник металлов для кобальт-медноколчеданных месторождений // Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 26–30.

Bluth G. J., Ohmoto H. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13° N latitudes, part II: Sulfur isotopes // Canadian Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 505–515.

de Ronde C. E. J., Hannington M. D., Stoffers P. et al. Evolution of a Submarine Magmatic-Hydrothermal System: Brothers Volcano, Southern Kermadec Arc, New Zealand // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 1097–1133

Koski R. A., Jonasson I. R., Kadko D. C., Wong F. L. Compositions, growth mechanisms, and temporal relations of hydrothermal sulfide-sulfate-silica chimneys at the northern Cleft segment, Juan de Fuca Ridge // Journal of Geophysical Research. 1994. Vol. 99. № B3. P. 4813–4832.

Melekestseva I. Yu., Tret'yakov G. A., Nimis P. et al. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input // Marine Geology. 2014. Vol. 349. P. 37–54.

Scott S. D. Melt inclusions and vesicles as indicators of metal-rich ore fluid generation in modern and ancient hydrothermal systems // <http://www.minsoc.ru/2008-1-140-1>. 2008. P. 26–28.

Tret'yakov G. A. Extraction of metals from the by the heated seawater: a physical-chemical modeling // Orogenesis. Proc. Intern. Conf. Miass: Inst. of Mineralogy UB RAS. 2013. P. 107–111.

В. А. Симонов¹, В. В. Масленников^{2,3}

¹ – *Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск*

simonov@igm.nsc.ru

² – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

³ – *Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс*

Физико-химические параметры палеозойских гидротермальных рудообразующих систем Урала и Рудного Алтая: данные по флюидным включениям в минералах

Совместные исследования сотрудников Уральского и Сибирского отделений РАН позволили получить значительный объем данных об условиях гидротермальных рудообразующих процессов, принимавших участие в формировании палеозойских колчеданных залежей Урала и Рудного Алтая. Сходство уральских месторождений с гидротермальными полями на дне современных океанов было показано ранее [Зайков и др., 1995; Масленников, 1999; 2006; и др.]. Результаты исследования рудно-алтайских сульфидных комплексов свидетельствуют о том, что их формирование также было связано с гидротермальными системами типа современных «черных курильщиков» на дне морских бассейнов [Масленников и др., 2007; Масленников, Симонов, 2012].

Анализ флюидных включений из минералов коллекций, собранных во время совместных экспедиций на колчеданных месторождениях Урала (Яман-Касы и Валенторское) и Рудного Алтая (Артемьевское и Камышенское), дал возможность установить физико-химические параметры палеозойских гидротермальных систем. Для выяснения наиболее полной картины действия палеогидротермальных растворов и их влияния на рудообразующие процессы исследовались флюидные включения в минералах не только сульфидных руд, но и в кварце из кислых магматических пород, тесно ассоциирующих с сульфидными залежами. В первом случае были выяснены параметры собственно рудообразующих гидротерм, во втором – анализ включений дал информацию о постмагматических флюидах, оказавших непосредственное влияние на рудообразование.

Флюидные включения изучались методами термобарогеохимии [Ермаков, Долгов, 1979]. Эксперименты с включениями проводились в среднетемпературной микротермокамере и криокамере оригинальных конструкций [Симонов, 1993].

Рудообразующие гидротермальные растворы. Среди уральских объектов наиболее представительная информация по флюидным включениям была получена при исследовании сульфидных руд месторождений Яман-Касы и Валенторское.

Анализ флюидных включений в барите и в кварце из рудных образцов показал сложный характер гидротермальных систем, действовавших при формировании месторождения Яман-Касы. Включения в барите по содержанию солей разбиваются на три группы: <6, 6–11.5 и >11.5 мас. % NaCl-экв. Сходные интервалы солёности флюидов (<5, 5–9 и >11.5 мас. % NaCl-экв.) выделяются при изучении включений в кварце. Средние значения солёности для включений в кварце практически совпадают с данными по флюидным включениям в минералах из «черных курильщиков» задугового бассейна Манус в западной части Тихого океана (5–8 мас. % NaCl-экв.) [Симонов и др., 2002]. В целом, широкие интервалы содержания солей во включениях из

минералов месторождения Яман-Касы хорошо согласуются с данными по гидротермам бассейна Манус: вариации солёности до 7.3 мас. % и более [Vanko et al., 2004]. По температурам гомогенизации флюидных включений можно выделить три типа растворов на месторождении Яман-Касы. Включения в барите показывают температурные интервалы 110–140, 140–250 и реже 260–290 °С. Явно преобладает средне-температурная группа, практически совпадающая с данными по включениям в минералах из сульфидных руд бассейна Манус. Включения в кварце показывают два диапазона температур: 110–135 и 135–210 °С.

Исследования Валенторского месторождения позволили получить представительные данные по флюидным включениям из рудных образцов с подводящими каналами, заполненными кварцем. Характерным является присутствие в одной зоне минерала сингенетичных, но различных по фазовому содержанию включений. Одновременно в тесной ассоциации находятся однофазные включения со светлой жидкостью, двухфазные (светлая жидкость и газовый пузырек), однофазные включения с темным газообразным флюидом и более редкие многофазные включения (светлая жидкость, газовый пузырек и светлые кристаллические фазы). Эта ассоциация близка по своим особенностям к сингенетичным газовым и высококонцентрированным существенно жидким флюидным включениям в минералах из современных гидротермальных построек [Bortnikov et al., 1997; Vanko et al., 2004 и др.]. Таким образом, рассмотренные нами флюидные включения прямо свидетельствуют о фазовой сепарации флюида, протекавшего по подводящим каналам в нижней части рудной залежи на Валенторском месторождении. Исследования флюидных включений позволили выделить одну группу с солёностью растворов 5.6–8.9 мас. % NaCl-экв. и температурами гомогенизации 140–180 °С. Эти характеристики хорошо согласуются с данными по флюидным включениям в минералах из «черных курильщиков» задугового бассейна Манус (Тихий океан) и соответствуют группе включений со средними значениями солёности и температур месторождения Яман-Касы.

Условия рудообразующих гидротермальных систем Рудного Алтая были выяснены при изучении флюидных включений в минералах из сульфидных руд Артемьевского колчеданного месторождения. Исследования барита, заполняющего подводящий канал, выявили несколько типов включений: 1) преобладающие однофазные включения со светлой жидкостью, 2) значительное количество двухфазных включений с круглым газовым пузырьком в светлой жидкости и 3) темные существенно газовые включения вблизи с однофазными светлыми и двухфазными. Таким образом, устанавливается одновременное нахождение разнофазных включений, что похоже на ситуацию, описанную для подводящих каналов Валенторского колчеданного месторождения на Урале. В результате экспериментов в криокамере и термокамере установлены преобладающие значения солёности (0.2–5.8 мас. % NaCl-экв.) и температур (114–160 °С) рудообразующих растворов.

В целом, на сводной диаграмме соотношений температур гомогенизации и концентраций солей, содержащей оригинальные данные по 450 флюидным включениям, видны существенные различия палеозойских гидротермальных рудообразующих систем Урала и Рудного Алтая. Прежде всего, значительная часть данных по уральским объектам попадает в поле флюидных включений в минералах из «черных курильщиков» задугового бассейна Манус (Тихий океан), в отличие от включений из сульфидных руд Рудного Алтая. Эта информация свидетельствует о сходстве древних гидротермальных систем Урала с гидротермальными полями на дне современ-

ных морских бассейнов. В то же время, палеозойские рудообразующие растворы Рудного Алтая имели иные характеристики, чем современные гидротермы. На рассматриваемой диаграмме они, совместно с данными по низкотемпературным включениям Яман-Касинского и Валенторского месторождений, образуют одно поле с широкими вариациями содержания солей от минимальных (существенно меньше солености морской воды) до 13–14 мас. % NaCl-экв. на фоне довольно узкого интервала температур 105–180 °С. Необходимо отметить, что для уральских месторождений (в отличие от рудноалтайских) устанавливаются еще две группы флюидных включений, свидетельствующие о действии высокотемпературных (порядка 300 °С) рудообразующих растворов.

Постмагматические флюиды. Физико-химические параметры постмагматических гидротермальных систем определены с помощью анализа флюидных включений, располагающихся рядом с расплавленными включениями в кварце из риолитов и кварц-полевошпатовых порфиров месторождений Яман-Касы (Урал) и Камышенское (Рудный Алтай).

При исследовании флюидных включений в кварце из риолитов месторождения Яман-Касы выяснено, что содержание солей в растворах варьирует от 3 до 15 мас. % NaCl-экв. Термометрические исследования показали, что температуры гомогенизации включений составляют 110–290 °С. Выделяются четыре температурных интервала: 110–130, 130–180, 180–220 и 220–250 °С, а также отдельные замеры температур в интервале 260–290 °С.

Исследования флюидных включений во вкрапленниках кварца из кварц-полевошпатового порфира, ассоциирующего с сульфидными рудами Камышенского колчеданного месторождения, свидетельствуют о существовании двух типов растворов различной солености: 1.4–3.8 и 5–8.8 мас. % NaCl-экв. Выделяется три основных интервала температур гомогенизации флюидных включений: 134–190, 204–250 и 272–288 °С.

По соотношению температур гомогенизации и концентраций солей в растворах включения в кварце из риолитов и кварц-полевошпатовых порфиров месторождений Яман-Касы (Урал) и Камышенское (Рудный Алтай) образуют две взаимно перекрывающиеся группы. Низкотемпературная (111–218 °С) группа характеризуется существенным (до 14 мас. % NaCl-экв.) накоплением солей и согласуется с данными по включениям в кварце порфиров колчеданного месторождения Кызыл-Таштыг (Восточная Тува). В то же время, включения с повышенными температурами (до 288 °С) обладают меньшей соленостью – максимум до 10 мас. % NaCl-экв. Как в случае уральских, так и рудноалтайских месторождений устанавливаются два типа постмагматических флюидов, показывающих рост солености растворов в ходе снижения температур. Таким образом, в отличие от рудообразующих гидротермальных систем, имеющих свои характерные особенности для каждого рассмотренного региона, постмагматические флюиды на колчеданных месторождениях Урала и Рудного Алтая обладали сходными чертами.

Сравнивая полученные физико-химические характеристики рудообразующих и постмагматических флюидных систем, видно, что для месторождений Урала они хорошо согласуются между собой, разбиваясь на две разновидности: относительно низкотемпературные с высокой соленостью и высокотемпературные с низкими содержаниями солей. Для Рудного Алтая устанавливается иная картина – в области низких температур параметры рудообразующих и постмагматических растворов перекрываются. При этом данные по включениям не показывают наличие высокотемпературно-

го этапа при формировании сульфидных руд, в то время как постмагматические флюиды с повышенными температурами присутствуют.

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

Литература

- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А.* Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
- Зайков В. В., Шадлун Т. Н., Масленников В. В., Бортников Н. С.* Сульфидная залежь Яман-Касы (Южный Урал) – руины древнего «черного курильщика» на дне Уральского палеоокеана // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. С. 511–529.
- Масленников В. В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Масленников В. В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Научное издание. Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Масленников В. В., Симонов В. А.* Некоторые проблемы развития пригидротермальной фауны в зонах действия палеозойских «черных курильщиков» Рудного Алтая // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 65–68.
- Масленников В. В., Симонов В. А., Жуков И. Г. и др.* Первые находки сульфидных труб палеозойских «черных курильщиков» в Центральной Азии // Геология морей и океанов: Мат. XVII Междунар. научной конф. (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2007. Т. II. С. 47–49.
- Симонов В. А.* Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В. А., Бортников Н. С., Лисицын А. П. и др.* Физико-химические условия минералообразования в современной гидротермальной постройке «Венский лес» (задуговой бассейна Манус, Тихий океан) // Металлогения древних и современных океанов–2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 61–68.
- Bortnikov N. S., Krylova T. L., Bogdanov Yu. A. et al.* The 14°45' N hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge: Fluid inclusion and sulfur isotope evidence for submarine phase separation // Mineral Deposits: Research and Exploration Where do they meet? Balkema, Rotterdam. 1997. P. 353–356.
- Vanko D. A., Bach W., Roberts S. et al.* Fluid inclusion evidence for subsurface phase separation and variable fluid mixing regimes beneath the deep-sea PACMANUS hydrothermal field, Manus Basin back arc rift, Papua New Guinea // Journal of Geophysical Research. 2004. Vol. 109. B032201. P. 1–14.

Т. В. Серавина
ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва
tanyaseravina@gmail.com

Геология и перспективы рудоносности Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай) (научный руководитель Г. В. Ручкин)

Рудноалтайская Cu-Pb-Zn провинция входит в число мировых лидеров по запасам и добыче металлов. Рудно-алтайские колчеданно-полиметаллические месторождения по комплексу характеристик занимают промежуточное положение между колчеданными месторождениями в вулканогенно-осадочных ассоциациях (VHMS) и осадочных толщах (SEDEX) [Оценка..., 2002]. Ранее прогнозно-металлогенические

исследования выявили основные закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений, в частности, их приуроченность к определенным геологическим формациям и фациям, локализация рудных залежей в пределах определенных литолого-стратиграфических уровней, контроль их палеоструктурами и т. д.

Российская часть Рудного Алтая включает три рудных района: Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский. Змеиногорский рудный район располагается в пределах Быструшинской подзоны Рудного Алтая. Рудоносными здесь являются две формации средне- и позднедевонского возраста, которые вмещают колчеданно-полиметаллические месторождения: нижняя базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная и верхняя – контрастная базальт-риолитовая кремнисто-терригенная [Кудрявцева и др., 2011]. В настоящее время имеется достаточное число фактов, позволяющих обосновать потенциальную продуктивность известных рудоносных уровней. Однако значительная часть территории Змеиногорского рудного района и, в частности, Березовогорского рудного поля остается недостаточно изученной. Оценка флангов и глубоких горизонтов месторождений и рудопроявлений и оконтуривание перспективных площадей производится путем анализа, интерпретации и обобщения существующей информации с использованием современных ГИС-технологий, а также обработки вновь полученных полевых материалов. Для решения этих задач применяются следующие методы: литолого-фациальный, палеотектонический, структурно-формационный, фациально-формационный, металлогенический, рудно-формационный, структурный и морфоструктурный.

Березовогорское рудное поле сложено породами нижней базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации и субвулканическими риолитами средне-позднедевонского возраста. Отложения данной формации, как установлено на основе палеоструктурного анализа, приурочены к конседиментационному прогибу. Накопление ранне-среднедевонских отложений в палеовпадине в современных структурах выражается в виде пологих синклиналей, определяющих структурный план рудного поля. Пликативные и тектонические структуры лишь осложняют конседиментационные [Беляев, 1962]. Структура рудного поля представлена фрагментом северного крыла вулкано-тектонической депрессии, ядерная часть которой эродирована верхнепалеозойскими гранитоидами. Их контакт с девонскими толщами рассматривается как южная граница поля. По северной границе развиты сланцы ордовик-силурийского метаморфического основания.

Базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная формация нижнего–среднего девона ($D_{1e}-D_{2ef}-gv_1$) имеет трехчленное строение и в пределах рудного поля представлена нижней – туфогенно-осадочной (рудовмещающей) и средней – риолитовой (надрудной) субформациями. Среди разновидностей пород встречаются известковистые, известковисто-доломитовые алевролиты и аргиллиты, глинистые углеродосодержащие известняки, глинистые, алеврито-глинистые иногда углеродосодержащие алевролиты, кремнистые туфогенные алевролиты и кремнистые туффиты, реже туфы и лавы кислого и среднего состава. Различные туфогенные алевролиты, известняки, туффиты и туфопесчаники характеризуют удаленную зону вулканизма и прибрежно-морскую обстановку их формирования [Серавина, 2013].

Вулканогенные породы представлены преимущественно кислыми разностями вулканитов. Основу разреза составляют риолиты и риодациты. Они характеризуются значительной дисперсией содержания основных породообразующих окислов, пере насыщенностью кремнекислотой и глиноземом, низким содержанием кальция и щело-

чей, преобладанием калия над натрием. Из этого можно сделать вывод, что базальт-содержащая риолитовая кремнисто-терригенная формация относится к калинатовой серии.

Осадочные породы формации образуют две неравные по объему группы. Первая отвечает карбонатсодержащим (смешанным) породам, а вторая – существенно силикатным. По результатам анализа гранулометрического состава вмещающих оруденение осадочных отложений Березовогорского рудного поля установлено, что породы представлены песчано-алевритовым материалом, в результате чего можно предположить, что климат на момент их формирования был умеренно гумидным [Лисицын, 1978]. Карбонатные породы формировались в мелководной морской обстановке, а кремнистые алевролиты, туффиты образовались в условиях стабильно-го шельфа.

Важной особенностью геологического разреза рудного поля является наличие вулканогенно-кремнисто-терригенных пород, невыдержанных фациально и замещающихся на коротком расстоянии известково-глинистыми и глинисто-известковистыми, реже доломит-известково-глинистыми отложениями. Эти переходы обусловлены геохимическими барьерами, на которых меняются физические и геохимические условия осадконакопления.

Химические факторы, определяющие обстановку осадконакопления – окислительно-восстановительный потенциал (Eh), кислотность-щелочность (pH) и соленость (концентрация). От этих факторов в значительной степени зависят и составы минералов, выпадающих в осадок. Осадки отлагаются обычно в окислительных (аэробных) либо в восстановительных (анаэробных) условиях. Для определения щелочности или кислотности древних обстановок осадконакопления используются в основном минералогические критерии. В кислых условиях карбонаты растворяются, а кремнезем имеет тенденцию растворяться в щелочных условиях и осаждаться в кислой среде. Отложение кальцита свидетельствует о том, что значения pH среды были не ниже 7.8 [Петтиджон, 1981]. Поэтому для кремнистых пород Березовогорского рудного поля, образующихся в шельфовой, прибрежно-морской обстановке, характерна кислая среда (кислый геохимический барьер). В то время, как более глубоководные карбонатные породы континентального склона, относятся к щелочной среде.

В пределах Березовогорского рудного поля месторождения, рудопроявления и точки минерализации относятся к колчеданно-полиметаллической рудной формации золото-серебро-свинцово-цинковой колчедансодержащей субформации (преобладает золото-серебро-полиметаллический минеральный тип месторождений), которая соответствует геологической базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации. Для месторождений характерно наличие примерно равных долей свинца и меди в рудах (при некотором преобладании свинца), также присутствие повышенного содержания цинка. Соотношение $Pb : Zn : Cu$ составляет 1–2 : 6–10.2 : 1.0. Коэффициент колчеданности ($K_{кол}$) варьирует от 0.5 до 1.5.

Основным рудным объектом в пределах Березовогорского рудного поля является Майское полиметаллическое месторождение, которое размещается на северном крыле Березовогорской синклинали. Рудная зона приурочена к толще кремнистых алевролитов и туффитов с прослоями и линзами существенно известковистых алевролитов и аргиллитов. Оруденение сопровождается метасоматическими породами, развитыми по кремнистым и глинисто-кремнистым алевролитам и состоящими из кварца, хлорита, карбоната, талька реже барита и гипса. На месторождении распро-

странены прожилковые, редко гнездово-вкрапленные руды, сложенные сфалеритом и галенитом. Халькопирит и пирит имеют подчиненное значение. Главные жильные минералы: кварц, карбонат, хлорит, барит [Мурзин, 2000].

Вмещающие оруденение породы, околорудные метасоматиты и рудные тела претерпели контактовый метаморфизм. Температуры на прогрессивной стадии достигали 600 °С (образование пироксеновых скарноидов, переход хлорита в тальк). Регрессивная стадия метаморфических преобразований привела к образованию характерной сульфидно-окисной ассоциации, мало характерной для промышленных месторождений рудно-алтайского типа, зато хорошо известной на свинцово-цинковых месторождениях других регионов, подвергшихся региональному метаморфизму амфиболитовой фации (Горевское месторождение, Енисейский Кряж). Как было показано рядом экспериментальных исследований, при температурных переходах из горячих зон в холодные (регрессивная стадия) и при высоком избытке свободного кислорода, происходит замещение магнетитом оксидов железа и цветных металлов [Лихачев, Кукоев, 1973].

Также в пределах Березовогорского рудного поля было выявлено около 25 мелких месторождений и рудопроявлений (Тушканихинское, Хлебниковское и др.). Эти объекты сходны по геолого-структурной позиции с Майским месторождением, что было подтверждено исследованиями последних лет на Березовогорском рудном поле. Для прослеживания рудоносной толщи Майского месторождения на запад и восток по падению и простираению было пробурено несколько скважин и пройдены геохимические профили (ионно-потенциометрический метод). Из скважин были отобраны образцы для лабораторных исследований и пробы для изучения химического состава руд вновь вскрытых зон минерализации и рудных подсечений, результаты которых показали повешенные содержания меди, свинца, цинка и серебра. Таким образом, геологическое строение и литолого-фациальные особенности Березовогорского рудного поля показывают высокую перспективность обнаружения в его пределах месторождений рудно-алтайского типа. Таким образом, изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Рудоносная базальтсодержащая риолитовая кремнисто-терригенная формация относится к калинаторовой серии.

2. Для всех вулканогенно-осадочных пород характерны резкие фациальные переходы, что свидетельствует о существовании на период осадконакопления сложно расчлененного рельефа морского дна и геохимических барьеров, определяющих резкую смену режима осадконакопления.

3. Вмещающие оруденение отложения Майского месторождения, околорудные метасоматиты и рудные тела претерпели контактовый метаморфизм в условиях перехода от мусковит-роговиковой к амфибол-роговиковой фации.

4. Перспективы расширения сырьевой базы и открытия новых месторождений в пределах Березовогорского рудного поля связаны с участками развития туфогенных кремнистых отложений и выявлением зон околорудных метасоматитов. Наибольший интерес в настоящее время представляет восточный фланг Майского месторождения.

Литература

Беляев А. П. О поисках слепых месторождений в закрытых районах // Разведка и охрана недр. 1962. № 8. С. 20–23.

Кудрявцева Н. Г., Кузнецов В. В., Галямов А. Л. Структурно-формационное районирование российской части Рудного Алтая как основа среднemasштабных прогнозных построений // Руды и металлы. 2011. № 3–4. С. 103–104.

Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лихачев А. П., Кукоев В. А. О плавлении и фазовых отношениях в сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных системах // Геология рудных месторождений. 1973. № 5. С. 32–45.

Мурзин О. В. История развития северо-западной части Рудного Алтая в палеозое // 300 лет горно-геологической службе России: история горного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Барнаул: АГУ, 2000. С. 144–148.

Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Свинец и цинк» // Под ред. Г. В. Ручкина. М.: ЦНИГРИ, 2002. 288 с.

Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

Серавина Т. В. Особенности геологического строения Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай) и перспективы выявления полиметаллического оруденения в его пределах // Мат. V научно-практ. конф. мол. учен. и спец. «Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых». М.: ВИМС, 2013. С. 110–111.

Н. Р. Аюпова^{1,2}, В. В. Масленников^{1,2}, С. П. Масленникова¹

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

² – *Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*
ayupova@mineralogy.ru

Диагенетическая сульфидная минерализация в оксидно-железистых отложениях колчеданных месторождений Урала

Сульфидные прослои, содержащие кристаллические, фрамбоидальные и конкреционные разновидности пирита, встречаются как в рудовмещающих, так и в безрудных вулканогенно-осадочных толщах колчеданных месторождений. К настоящему времени выделены гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические, кластогенные и осадочно-диагенетические рудные прослои [Скрипченко, 1972; Масленников, 1999; Сафина, Масленников, 2009; Ярославцева и др., 2011]. Во многих случаях взаимоотношения этих процессов остаются спорными. Кроме того, до сих пор не выяснены отличительные признаки безрудных и рудоконтролирующих сульфидных прослоев. Для решения этих вопросов нами изучены сульфидные конкреции в оксидно-железистых отложениях Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал).

Микроскопические исследования проведены с использованием микроскопа Olympus BX51. Акцессорные минералы изучены на СЭМ VEGA3 Tescan с энергодисперсионным анализатором (аналитик И. А. Блинов). Определения содержаний элементов-примесей проводились масс-спектрометрическим анализом с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) в Университете Тасмании (г. Хобарт, Австралия).

Талганское медно-цинково-колчеданное месторождение расположено в центральной части Узельгинского рудного поля в зоне Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги на Южном Урале. Кремнисто-железистые отложения на месторо-

ждении локализованы в верхней части риолит-дацитовый эффузивно-обломочной толщи в составе двух горизонтов вулканогенно-осадочных пород. Наибольший интерес представляет собой верхний горизонт, сформированный в результате субмаринного окисления колчеданных руд [Теленков, Масленников, 1995]. Среди них широко распространены обломочные хлорит-гематит-кварцевые разновидности пород с обильными бактериоморфными структурами и наличием скоплений, цепочек и тонких слоев со стяжениями гематита, являющимися псевдоморфозами по зональным кристаллам и фрамбоидам пирита и биоморфозами. Аутигенные сульфиды представлены одиночными кристаллами пирита, локальными выделениями халькопирита и галенита с включениями (1–2 мкм) гессита. Из аксессуарных минералов в основной массе пород установлен лантанил(?) $\text{Ca}(\text{Ce},\text{La})_2[\text{CO}_3]_3\text{H}_2\text{O}$.

Особенностью изученных окисдно-железистых отложений являются линзовидные обособления хлорит-кремнистого состава размером до 3–5 см по длинной оси при мощности около 1 см, имеющие резкие контакты с вмещающей обломочной кварц-хлорит-гематитовой массой. Среди них выделяются типичные овальные концентрически-зональные конкреции с пиритом и халькопиритом во внутренней части. В строении конкреции выделяются внутренняя часть или ядро овальной формы, промежуточная и наружная оболочки, оконтуривающие сульфидное ядро (рис.).

Сульфидное ядро имеет концентрически-зональное строение: в центре присутствуют скопления кубических кристаллов пирита размером 200–300 мкм в хлорит-кварцевом базисе с неравномерной тонкой вкрапленностью халькопирита. В пирите находятся включения халькопирита, галенита, рутила и хлорита. Пиритовый центр окружен хлорит-кварцевой зоной мощностью 0.5–1.0 см с редкими халькопиритом, гематитом и лейкоксеновыми агрегатами. Внешняя кольцевая зона сульфидного ядра представлена тонкой непрерывной халькопиритовой оторочкой мощностью 1–4 мм. В ассоциации с халькопиритом встречаются более крупные выделения гематита. В халькопирите отмечаются субмикроскопические включения галенита, сфалерита, в единичном случае обнаружен электрум.

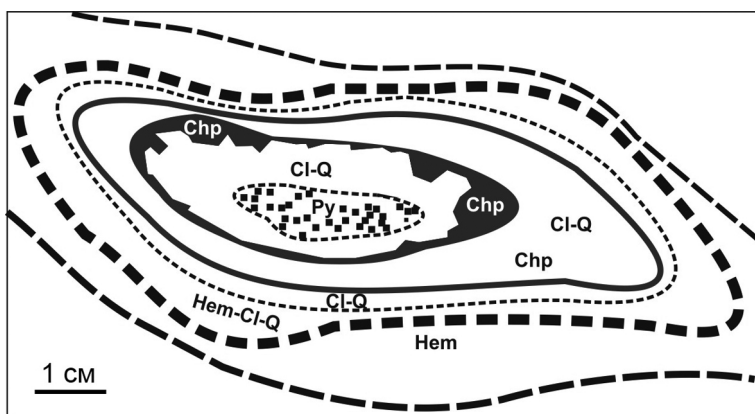


Рис. Конкреция концентрически-зонального строения: Py – кристаллы пирита в центре сульфидного ядра; Chp – халькопиритовая оторочка сульфидного ядра; Cl-Q – вмещающий субстрат хлорит-кварцевого состава с тонкой вкрапленностью сульфидов и гематита; Hem-Cl-Q – гематит-хлорит-кварцевая зона; Hem – гематитовая наружная кайма; Ca-Hem-Cl-Q – матрица гематит-хлорит-кварцевого состава обломочного строения.

Промежуточная зона конкреции является продолжением хлорит-кварцевой зоны, которая к периферии постепенно становится гематит-хлорит-кварцевой. Тонкодисперсный гематит-кварцевый материал образует наружную окисленную оболочку конкреции. На контакте промежуточной и наружной зон присутствует непрерывный ореол с неравномерной вкрапленностью халькопирита.

Кристаллы пирита концентрируют Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As и Se (табл.). Аномальные содержания Cu и Pb в пирите связаны с включениями халькопирита и галенита, а Mn и Ti – нерудных минералов субстрата конкреции. Пирит содержит больше Se по сравнению с Te ($Se/Te = 7.29$) и Ni по сравнению с Co ($Co/Ni = 0.53$).

Т а б л и ц а

Сравнение средних содержаний элементов-примесей (г/т) в пирите, халькопирите и гематите конкреционных образований

	Py-1(8)	Py-2(9)	Py-3(9)	7033(22)	Уч- У1(7)	Chp- 1(11)	Chp- 2(9)	Hem- 1(3)	Hem- 2(11)
Ti	1171	583	1097	605	40	1298	226	7221	148
Mn	233	35	255	174	4645	226	441	2659	2143
Cr	2.4	3.3	1.2	2.0	10	5.9	5.4	5.6	2.2
Co	224	116	833	2063	45	0.2	0.7	1.9	1.0
Ni	421	153	386	423	97	1.1	0.5	5.0	2.3
Cu	2649	72	1064	1503	244	313102	314324	17	3.2
Zn	465	227	9197	38	44	267	106	735	222
As	409	328	1084	6647	1072	14	70	1708	1212
Se	124	10.4	0.5	63	38	55	3.3	4.9	1.5
Mo	1.7	0.4	0.8	17	22	0.1	0.5	16	23
Ag	29	1.55	332	17	3.00	181	79	15	0.02
Sn	0.4	0.2	0.3	0.02	0.3	0.6	9.0	8.1	1.6
Sb	12.7	5.0	1270	35.3	73	9.7	20	811	204
Ba	1.1	88	10	33.5	56	1.2	35	106	17
Te	17	3.2	51	3.6	3.5	1.9	1.3	16	0.4
W	4.2	19	24	0.1	0.1	3.8	39	372	756
Au	1.01	0.04	0.11	0.38	0.08	0.17	0.01	0.03	0.03
Pb	557	52	3002	3054	232	44	1197	1474	292
Bi	68	0.18	18	2.3	0.1	43	4.6	21	1.5
V	14	6.3	12	57	11	13	16	530	615
Th	0.6	0.4	0.2	0.3	0.05	0.6	0.6	3.6	0.4
U	0.5	0.3	0.2	0.1	0.1	0.5	0.3	16	6.5
Co/Ni	0.53	0.76	2.15	4.87	0.46	0.20	1.34	0.40	0.45
Se/Te	7.29	3.24	0.002	17.26	10.85	28.20	2.66	0.31	4.27

Пр и м е ч а н и е. Py-1 – кристаллический пирит сульфидного ядра конкреции, Py-2 – одиночные кристаллы пирита в окисдно-железистых отложениях, Py-3 – конкреция фрамбоидального пирита в сульфидных песчаниках, 7033 – конкреционный пирит из флишоидных надрудных вулканогенно-осадочных пород, Уч-У1 – конкреционный пирит из отложений улугауской свиты, Chp-1 – халькопиритовая оторочка сульфидного ядра конкреции, Chp-2 – новообразованный халькопирит в сульфидных песчаниках, Hem-1 – гематит в хлорит-кварцевом базисе конкреции, Hem-2 – биоморфозы. ЛА-ИСП-МС анализы выполнены в Тасманийском университете (г. Хобарт, Австралия). В скобках количество анализов.

В халькопирите рудные микропримеси тесно коррелируют друг с другом и, вероятно, отражают изоморфное вхождение их в его структуру. В отличие от пирита халькопирит характеризуется низкими содержаниями элементов-примесей, особенно Co, Ni, As, и повышенными содержаниями Ag (167 г/т), что объясняется присутствием электрума. Халькопирит конкреций по содержанию элементов-примесей идентичен новообразованному халькопириту слоистых сульфидных песчаников.

По сравнению с пиритом и халькопиритом гематит характеризуется аномально высокими содержаниями Mn, Ti, Zn, As, Sb, Sn, W, V, Th и U (табл.). В биоморфозах гематита в отличие от его псевдоморфоз установлены крайне низкие содержания халькофильных элементов.

Предполагается, что в стадию гальмиролиза-диагенеза происходило растворение присутствующего в первичных осадках рудокластического материала, обогащенного рассеянными элементами. Новообразованные диагенетические кристаллы пирита и халькопирита, в целом, унаследовали повышенные содержания элементов-примесей рудокластов и ассимилировали примеси субстрата. Гематит по сравнению с сульфидами характеризуется высокими содержаниями литофильных и биогенных компонентов. Повышенные содержания Te в гематите и присутствие новообразованной галенит-гесситовой ассоциации в основной массе породы свидетельствуют о возникновении растворов, насыщенных Te в окислительных условиях.

Кристаллический пирит конкреции характеризуется повышенными содержаниями элементов-примесей в отличие от одиночных кристаллов пирита в основной массе породы, хотя тенденция в накоплении отдельных компонентов в них сохраняется ($Se/Te = 3.28$, $Co/Ni = 0.72$). Сгустки фрамбоидального пирита с каймой мелкозернистого в слоистых сульфидных песчаниках месторождения отличаются от кристаллов пирита низкими значениями Se/Te (0.02) и высокими значениями отношения Co/Ni (2.15) при повышенных содержаниях Ag и Au. Конкреционный пирит сноповидно-лучистого строения из надрудной вулканогенно-осадочной толщи характеризуется аномально высокими содержаниями Co (2063 г/т) и Ni (423 г/т), а также отношением Se/Te 17.26. В отличие от рассмотренных разновидностей пирита колчеданных месторождений, пиритовые конкреции безрудных вулканогенно-осадочных толщ (улугауская свита) характеризуются крайне низкими содержаниями Co (45 г/т), Ni (97 г/т) и других элементов, кроме As (1072 г/т) и Mn (4645 г/т). Обращает внимание увеличение содержания Mo, уменьшение содержания Zn и возрастание отношения Se/Te в пирите с удалением сульфидных прослоев от колчеданных залежей.

Вероятно, рассмотренные сульфидные конкреции формировались в течение двух стадий: сначала образовалось сульфидное ядро, вокруг которого затем происходило последовательное нарастание зон. Ядро конкреции можно рассматривать как результат перераспределения сульфидного вещества и его кристаллизации в слабоконсолидированной пелитовой среде глинисто-кремнистого состава. Его зональное строение связано с послойной миграцией рудного вещества при стяжении в конкреции. Источником вещества для формирования конкреций и аутигенной сульфидной минерализации в цементе явились сами вмещающие отложения с рудокластами. Промежуточная хлорит-кремнистая оболочка конкреций, вероятно, является результатом разлинзования при уплотнении глинисто-кремнистого пелитового слоя. Об этом свидетельствуют многочисленные самостоятельные линзовидные образования того же состава в основной массе пород. Формирование гематитовой оторочки неравномерной мощности связано с окислительными условиями диагенеза. Гематитизация фрамбоидального пирита в основной массе окисдно-железистых отложений

указывает на их возникновение в самую раннюю стадию диагенеза осадков, явно до окончания диагенетического окисления сульфидов. Бактериоморфные структуры и присутствие гематитизированной микрофауны в породах указывает на участие биоты при формировании окисдно-железистых отложений и, вероятно, на накопление элементов-примесей в гематите. Отсутствие знаков нагрузки, облекание текстурным рисунком нижележащих компонентов и более выпуклая верхняя поверхность конкреций объясняется нагрузкой вышележащих слоев и перегруппировкой вещества в течение длительных этапов формирования самих конкреций и вмещающих отложений.

Работа поддержана проектом ориентированных фундаментальных исследований (проект № 13-05-012-Недра).

Литература

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

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

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Наука, 1972. 217 с.

Теленков О. С., Масленников В. В. Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.

Ярославцева Н. С., Масленников В. В., Сафина Н. П. и др. Углеродсодержащие алевропелитолиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2012. № 2. С. 106–125.

Н. П. Сафина, Н. Н. Анкушева

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

safina@ilmeny.ac.ru

Условия преобразования кластогенных руд Шемурского колчеданного месторождения (Северный Урал)

Введение. Известно, что флюидные включения (ФВ) отражают состав минералообразующей среды и являются показателями условий первичных и наложенных процессов. Настоящая работа выполнена с целью определения условий постседиментационного преобразования кластогенных руд Шемурского медноколчеданного месторождения. Месторождение располагается в северо-западной части одноименной вулкано-тектонической депрессии на северном замыкании Тагильской мегазоны [Трякина, 1979]. Рудные тела залегают в кислых вулканитах нижнешемурской толщи, прорванных разновозрастными дайками основного и кислого составов. На месторождении изучена и охарактеризована кровля основного рудного тела 600 м длиной при ширине 150–300 м [Сафина и др., 2010]. Руды характеризуются неясно-полосчатыми

текстурами. Признаки обломочного происхождения в них затушеваны постседиментационными процессами с наложенным пиритом.

Минералогия руд. Главным минералом является пирит, реже встречаются сфалерит и магнетит. В составе цементирующей матрицы широко распространен кварц, менее – халцедон. Пирит образует диагенетические и катагенетические конкреции и эвгедральные кристаллы. Конкреции представлены линзовидными агрегатами размером от 2 мм до 2 см, которые замещаются сдвойникованным сфалеритом, затем магнетитом и кварцем. Единичные крупные кристаллы пирита размером 100–200 мкм содержат включения фрамбоидов и окружены каймой из халцедона. Кристаллы пирита размером до 50 мкм образуют цепочки по зонам роста или по контурам зерен кварца. Кристаллы пирита не замещаются кварцем, что позволяет считать кристаллический пирит наиболее поздним.

Кристаллы кварца характеризуются изометричной или угловатой формой и зональностью, подчеркнутой микровключениями органического вещества или кристаллов пирита. Зазубренные регенерационные границы между зернами кварца (рис. 1а) (сутурные контакты по [Япаскерт, 2008]) образовались в результате гравитационного уплотнения осадка в условиях катагенеза. В кварце присутствуют органические остатки. Они представлены трубками длиной до 1 мм, которые состоят из вытянутых колец, скрепленных в цепочки. В ассоциации с трубками встречаются желто-бурые до черного обособления с сотовой структурой в виде пятен (50–200 мкм) с заливчатыми очертаниями, напоминающие колонии трубчатых организмов. Нередко вокруг таких колоний сохраняются фрагменты каймы с шестоватым строением и ориентировкой индивидов перпендикулярно ядру.

Методика работ. Для оценки температурного режима минералообразования, состава и солености растворов, участвовавших в формировании кварца, использовались стандартные методы крио- и термометрии. Микротермометрические исследования выполнялись в лаборатории термобарогеохимии на геологическом факультете Южно-Уральского государственного университета, г. Миасс с помощью микротермомостоллика THMSG-600 (Linkam), микроскопа Olympus, видеокамеры и управляющего компьютера. Солевой состав растворов во включениях оценивался по измеренным температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз [Воднар, Vityk, 1994]. Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька. Поправки на давление рассчитывались по [Brown et al., 1989].

Результаты исследований. Кварц в изученных образцах мелкозернистый, в основном дымчатый до черного с участками белого полупрозрачного. Встречаются зерна со сдвойникованным строением и следами скольжения. В кварце установлены однофазные и двухфазные включения. Наиболее распространенные однофазные газовые включения (тип I) округлой формы размером до 5 мкм, которые образуют цепочечные скопления по границам кристаллов кварца или сдвойникованных пластин.

Двухфазные включения имеют размер от 5 до 40 мкм и подразделяются на два типа. Наиболее крупные первичные двухфазные включения (тип IIa) размером 20–40 мкм встречаются редко. Они объемные и имеют четкие границы, прямоугольную или пластинчатую форму. По фазовому составу они разделяются на два подтипа: 1) существенно газовые с небольшой каймой водного раствора и 2) включения с темным газовым пузырьком и светлой жидкостью. Температуры гомогенизации единичных крупных включений не измерялись, чтобы избежать декрепитации всех ФВ.

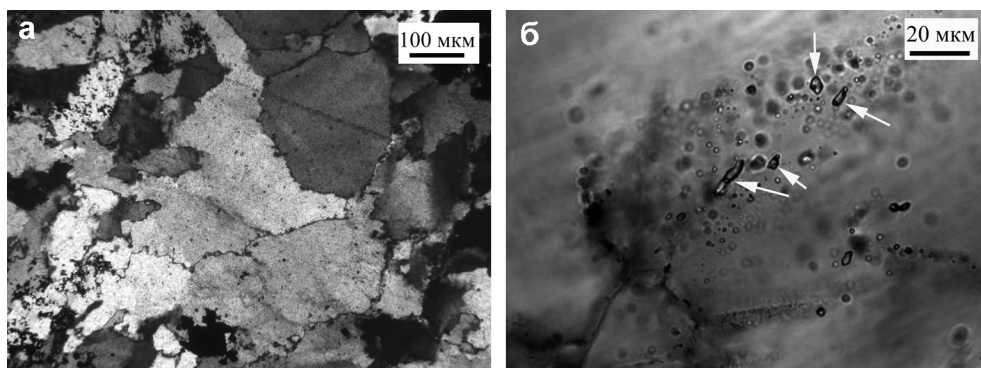


Рис. 1. Кристаллические агрегаты кварца с регенерационными контурами (а) с однофазными (тип I) и двухфазными (тип IIб, показано стрелками) флюидными включениями (б). Проходящий свет, николи скрещены (а) и параллельны (б).

Угловатые, изометричные, вытянутые, иногда с кристаллографическими очертаниями, включения (тип IIб) размером 5–12 мкм отнесены ко вторичным, т.к. они располагаются группами по 2–4 включения в центральных частях кристаллов или трассируют грани кристаллов в ассоциации с ФВ типа I (рис. 1б). Включения типа IIб маркируют заключительный момент роста кристаллов кварца и преобразование исходных обломочных руд. В пределах одной группы присутствуют ФВ различной морфологии. Часть пузырьков подвижна при комнатной температуре. Объем пузырьков изменяется от 10 до 40 %. Температуры гомогенизации определены для 100 включений.

Гомогенизация ФВ типа IIб в жидкую фазу происходит в интервале от 80 до 290 °С, а основное количество включений гомогенизируется в диапазоне 100–160 °С (рис. 2а). При таких температурах ФВ типа IIа не меняют своего состояния, что позволяет на данном этапе исследований предполагать их более высокие температуры гомогенизации. В одном случае при температуре 273 °С газовый пузырек уменьшился в размере и переместился к центру. При температуре 200 °С и выше отмечается растрескивание, изменение морфологии и размеров органических остатков. Корректировка температур гомогенизации с учетом поправки на давление (на основании минимальной глубины медно-колчеданного рудообразования в 1.5 км [Масленников, 2006]) показала, что преобладающие температуры минералообразования в неясно-полосчатых рудах Шемурского месторождения достигали 120–180 °С (для всего интервала – 100–310 °С).

Включения замерзают при температурах –45...–50 °С. Температуры эвтектики варьируют в пределах –22.9...–27.0 °С (10 замеров), что соответствует солевой системе NaCl–KCl–H₂O. В одном ФВ при размораживании и температуре 11 °С появился подвижный маленький второй пузырек. Температуры гомогенизации двух пузырьков отличаются: 170 °С для первого и 110 °С для второго. Последние кристаллики льда в растворах включений исчезают в интервале температур –3.0...–6.1 °С (12 определений), что соответствует солёности растворов 5.5–9.5 мас. % NaCl-экв. (рис. 2б). ФВ различной морфологии одного участка незначительно отличаются по температурам гомогенизации и солёности.

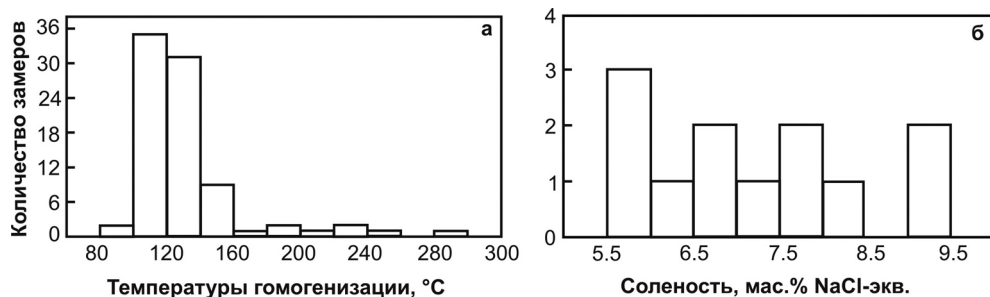


Рис. 2. Распределение температур гомогенизации (а) и солености (б) в кварце из неясно-полосчатых руд Шемурского месторождения.

Обсуждение и выводы. В результате работ получены данные о физико-химических условиях преобразования обломочных руд Шемурского месторождения, распространенных в кровле сильно разрушенного холма «черного курильщика» [Масленников, 2006]. Образование кварца и сингенетичных кристаллов пирита происходило в закрытой системе из растворов, пересыщенных кремнеземом и рудными элементами. Механизм образования кварца в обломочных прослоях и гидротермальных рудах отличается. В обломочных рудах затравками для кристаллов кварца могли служить обломки гидротермального кварца, вокруг которых нарастает аутигенный кварц при диагенезе осадка. Включения в большинстве случаев образуются внутри кристалла вследствие сегрегации распыленных или химически связанных частиц минералообразующей среды растущими гранями. Включения, которые отражают условия протекания эпигенетических процессов (в нашем случае диагенеза и катагенеза), было предложено называть диагенетическими [Кульчицкая и др., 2012].

Формирование кварца происходило при температурах от 100 до 310 °C из натрий-калий-хлоридных растворов со значениями солености от 5.5 до 9.5 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации основной группы вторичных включений (120–180 °C) в кварце совпадают с температурами катагенетических преобразований осадочных пород [Япаскурт, 2008]. Установленные температуры сопоставимы с температурами фоссилизации фауны на разновозрастных колчеданных объектах, например, месторождении Яман-Касы (Южный Урал, силур) или Киллик (Понтиды, мел) [Maslennikov et al., 2012]. Соленость растворов почти в два раза выше значений морской воды (~3.5 мас. % NaCl-экв.), что может быть связано с ее преобразованием в минералообразующий раствор в результате реакций гидратации при диагенезе осадка [Бортников и др., 2004]. Этот вывод объясняет отсутствие корреляции между температурами гомогенизации и соленостью растворов.

Авторы выражают благодарность заведующему лабораторией термобарогеохимии Геологического факультета ЮУрГУ в г. Миассе А. М. Юминову за содействие при выполнении работы. Исследования поддержаны совместным интеграционным проектом УрО и СО РАН (№ 12-С5-1010).

Литература

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–18.

Бортников Н. С., Симонов В. А., Богданов Ю. А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 74–87.

Кульчицкая А. А., Возняк Д. К., Черныш Д. С. Диагенетические включения и их место в генетических классификациях // Мат. XV Всерос. конф. по термобарогеохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 48–49.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Сафина Н. П., Аюпова Н. Р., Жуков И. Г., Антикеев Е. Р. Текстурно-структурная и минералогическая характеристика кластогенных руд Шемурского месторождения // Материалы Уральской минералогической школы–2010. Екатеринбург, 2010. С. 154–158.

Трякина Н. П. Некоторые особенности геологического строения и зональности руд Шемурского месторождения // Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 148. М., 1979. С. 62–65.

Япаскурт О. В. Стадиальный анализ садочного процесса // Литосфера. 2008. № 4. С. 364–377.

Maslennikov V. V., Ankusheva N. N., Maslennikova S. P. et al. Near vent biomineralization in Mesozoic “black smokers” systems of the Pontides arc basin // Joint Intern. Conf. “Minerals of the Ocean-6 & Deep-Sea Minerals and Mining-3”. St.-Petersburg: VNIPOceangeologia, 2012. P. 116–118.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.

Brown P. E., Lamb W. M. P–V–T properties of fluids in the system H₂O plasm; CO₂ plasm; NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies // Geochemica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. № 6. P. 1209–1222.

М. Е. Притчин, Е. И. Сорока, О. Л. Галахова, С. П. Главатских
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
pritchin@igg.uran.ru

Брейнерит в околорудных породах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)

Сафьяновское медноколчеданное месторождение находится в 10 км северо-восточнее г. Реж (Свердловская область) и приурочено к южной части Режевской структурно-формационной зоны [Язева и др., 2001]. Массивные колчеданные и медно-цинковые руды месторождения локализованы в измененных вулканитах кислото-среднего состава и обрабатываются карьером, глубина которого в настоящее время приближается к 200 м. Прожилково-вкрапленные руды составляют половину запасов месторождения и будут обрабатываться шахтным способом.

Метасоматический ореол месторождения имеет субмеридиональное простирание и крутое падение на запад. Его длина более 1 км, мощность по латерали более 200 м, по вертикали 500 м [Коровко и др., 1991]. Карбонатизация прослеживается в околорудных породах и в метасоматитах подрудной зоны [Грабежев и др., 2001; Грабежев, 2004]. В околорудных породах выделены зоны каолинит-карбонат-кварцевых метасоматитов, хлорит-гидросерицит-кварцевых, карбонат-гидросерицит-хлорит-кварцевых и кварцевых метасоматитов. В карбонат-гидросерицит-хлорит-кварцевых метасоматитах встречаются доломит, магнезит и кальцит. В надколчеданной части

месторождения отмечены частично измененные кислые вулканогенно-осадочные породы с участками диккит-каолинит-анкерит-кварцевых метасоматитов [Грабежев и др., 2001]. На северном фланге месторождения карбонатно-хлоритовые (доломитсодержащие) метасоматиты ассоциируют с медно-цинковыми вкрапленными рудами, а кварц-хлоритовые метасоматиты – с медными штокверковыми [Язева и др., 1991]. Установлено зональное распределение карбонатов в пределах этого ореола: по мере приближения к богатым медным рудам доломит сменяется брейнеритом, затем – пистомезитом и сидероплезитом [Язева и др., 1991].

Нами исследована карбонатная минерализация околорудных пород юго-восточного борта карьера. По данным рентгенофазового анализа (анализ выполнен на дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН, оператор О. Л. Галахова), вмещающая порода состоит преимущественно из кварца, железистого хлорита, гидрослюд, карбоната (магнезит-доломит). Магнезит представлен железистой разновидностью – брейнеритом. В результате микроскопических исследований в изучаемых породах выявлено три типа брейнерита.

Первый тип представлен вкрапленниками размером не более 0.5 мм, равномерно распределенными в основной массе вмещающей породы. Вкрапленники имеют округлую форму с зазубренными краями и содержат многочисленные микровключения кварца и каолинита. По мере увеличения размера они полностью очищаются от включений. Вкрапленники состоят из тонкозернистого брейнерита, который образует изоморфный ряд с сидеритом $MgCO_3-FeCO_3$. Содержание железа в брейнерите колеблется от 12.5 до 20 ат. %.

Второй тип представлен тонкими (до 0.6 мм) протяженными (до нескольких сантиметров) прожилками брейнерита в породе (обр. 48/2). В прожилках содержание Fe возрастает от 5–6 ат. % на контакте с вмещающими породами и до 17–19 ат. % – в центре прожилка (рис.). Нередко центральная часть прожилков выполнена кварцем.

Третий тип представлен жилами мощностью до первых сантиметров, выполняющими трещины отрыва и скалывания в измененных вулканитах юго-восточного борта карьера (горизонты 100.0–82.0 м, отсчет от забоя). Жилы выполнены доломитом и магнезитом. Их основные пики хорошо проявлены на дифрактограмме: для магнезита – 2.754; 2.517; 2.111; 1.945; 1.708 Å; для доломита – 2.888; 2.194; 2.017; 1.805 (обр. 48/2а). По результатам рентгеноструктурного анализа определены параметры кристаллической решетки, которые несколько больше обычных: для магнезита – $a = 4.64$ Å, $c = 15.08$ Å, для доломита – $a = 4.81$ Å, $c = 16.05$ Å, что свидетельствует об изменчивости состава в результате изоморфных замещений Mg–Fe.

Карбонатные жилы имеют отчетливое зональное строение. Первоначально стенки трещин были инкрустированы кристаллами магнезита с ярко выраженным геометрическим отбором роста. Размер зерен магнезита составляет около 5 мм при соотношении длины к ширине 7:1. Внутренняя часть жил выполнена крупнозернистыми гипидиоморфными зернами доломита размером до 1 см. По данным электронной микроскопии (обр. 48/12, 49/12), содержание Fe в магнезите колеблется от 2 до 8 ат. %. Содержание Ca и Mg в доломите равномерно во всем объеме зерен и составляет 24 ат. %, содержание Fe в доломите – от 0 до 0.8 ат. %. Жилы нередко подвержены дроблению и характеризуются наложенной кварц-брейнеритовой минерализацией. Брейнерит представлен мелкозернистым агрегатом удлинённых зерен размером не более 1 мм, пустоты между которыми заполнены кварцем. Содержание Fe в брейнерите колеблется в узком интервале 4.5–6 ат. %.

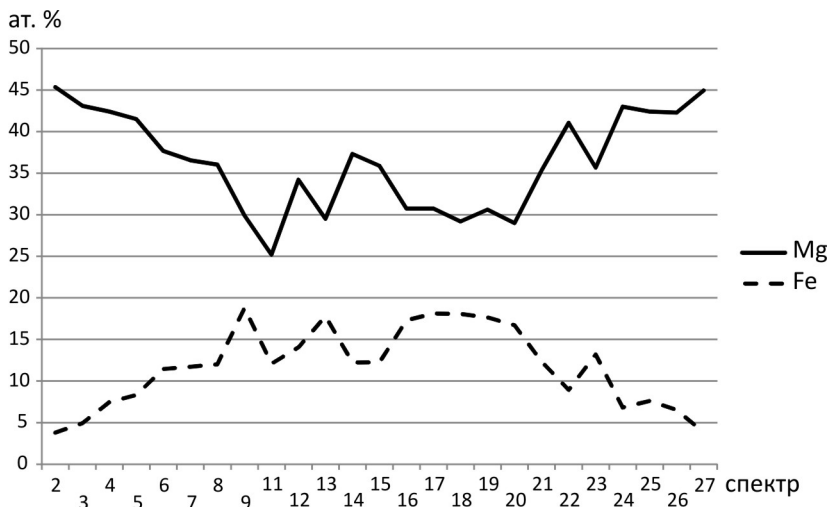


Рис. Изменение содержаний Fe и Mg вкост карбонатного прожилка (обр. 48/2) по данным электронной микроскопии (СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром Inca Energy 450).

Результаты макро- и микроскопического исследований, а также особенности химического состава карбонатов указывают на то, они являются естественным продолжением пострудных преобразований вмещающих пород и их тектонического разрушения при релаксации внутренних напряжений [Кисин, Притчин, 2011]. Результатом релаксации стала многочисленная микропрожилковая минерализация, на которую, в свою очередь, наложены многофазные брейнерит-доломитовые жилы, контролируемые тектоническими зонами небольшой протяженности. Изучение взаимоотношений карбонатных вкрапленников, прожилков и жил установило последовательное отложение нескольких минеральных фаз, а также нестабильность режима минералообразования. В общем, последовательность образования карбонатов следующая: 1) ранняя – вкрапленный брейнерит; 2) прожилки брейнерита; 3) инкрустационный брейнерит в крупных трещинах; 4) доломит в пустотах крупных карбонатных жил; 5) поздняя, наложенная на крупные жилы кварц-брейнеритовая минерализация. Нужно отметить, что в работе [Мурзин и др., 2010], где рассматриваются условия минералообразования барит-сульфидных жил Сафьяновского месторождения, также отмечается влияние деформаций на смену условий минералообразования.

Согласно экспериментальным данным [Зарайский, 1989], карбонаты ряда магнетит-сидерит образуются в результате воздействия растворов с углекислотой в относительно низкотемпературных условиях (250–270 °С). Распределение железа в экспериментах между железистым доломитом и брейнеритом происходит в пользу последнего. С понижением температуры от 300 до 250 °С количество брейнерита увеличивается, а его железистость возрастает. При температурах выше 300 °С брейнерит отсутствует, а анкерит (железистый доломит) становится более магниезальным и приближается к маложелезистому доломиту [Зарайский, 1989]. Таким образом, можно предположить, что образование брейнерита в околорудных породах Сафьяновского месторождения происходило при температуре не выше 260 °С.

Для колчеданных месторождений характерно, что в процессе рудообразования Mg выносится из зоны развития серицит-кварцевых пород (рудоподводящего канала) и концентрируется в хлоритсодержащих метасоматитах по периферии зоны серицит-кварцевых пород [Медноколчеданные..., 1992]. Нужно отметить, что брейнерит известен в околорудных породах ряда колчеданных месторождений Урала, в частности, Узельгинского рудного поля (Южный Урал). Предполагается, что ореол околорудной карбонатизации также имеет зональное строение, обусловленное изменением состава карбонатов относительно рудных тел [Исмагилов, 1989]. В общих чертах околорудная карбонатизация пород Сафьяновского месторождения подобна той, что проявлена в породах Узельгинского рудного поля. Однако для Сафьяновского месторождения нужно отметить влияние пострудных тектонических подвижек, способствующих образованию наложенных жильных карбонатов: железистого магнетита (брейнерита) и доломита.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта «Современные низкотемпературные рудоносные гидросистемы колчеданных месторождений Урала, их роль в балансе запасов руды и использование в прогнозно-поисковых целях» (№ 12-И-5-2060).

Литература

- Грабежьев А. И., Молошаг В. П., Сотников В. И. Метасоматический ореол Сафьяновского Zn-Cu-колчеданного месторождения, Средний Урал // Петрология. 2001. № 3. С. 294–312.
- Грабежьев А. И. Подрудные метасоматиты цинк-медно-колчеданных месторождений Урала (на примере Гайского и Сафьяновского месторождений) // Литосфера. 2004. № 4. С. 76–88.
- Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 341 с.
- Исмагилов М. И. Зональность ореола околорудной карбонатизации медноколчеданных месторождений Узельгинского рудного поля // Метасоматиты эндогенных месторождений Урала. Свердловск: УрО РАН, 1989. С. 37–44.
- Кисин А. Ю., Притчин М. Е. Современные низкотемпературные гидротермальные системы на колчеданных месторождениях Урала (по результатам дешифрирования космоснимков) // Вулканизм и геодинамика. Мат-лы V Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 528–530.
- Коровко А. В., Двоеглазов Д. А., Лещев Н. В. и др. Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 152–153.
- Медноколчеданные месторождения Урала: условия формирования / Отв. ред. С. Н. Иванов, В. А. Прокин. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 312 с.
- 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.
- Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском ретрошарьяже // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 47–58.

**Связь термоЭДС с содержаниями Au и Ag в сульфидных трубах
медно-цинково-колчеданных месторождений Яман-Касы
и Александринское, Ю. Урал**
(научный руководитель В. В. Масленников)

Медно-цинково-колчеданные месторождения являются одними из важнейших источников золота, серебра и других ценных химических элементов. Однако, несмотря на высокие содержания серебра и золота в рудах, значительная часть этих элементов теряется в пиритовых отходах переработки руд. Потери золота при обогащении медно-цинковых колчеданных руд составляют 40–90 %. Пирит с наиболее высокими содержаниями золота остается в камерном продукте и теряется с текущими «хвостами» фабрик [Чантурия, 2006]. Содержания Au в некоторых генетических разновидностях пирита иногда достигают 30–50 г/т и более [Maslennikov et al., 2009].

Возникла острая необходимость отдельного извлечения золотосодержащих разновидностей пирита уже на стадии переработки руд. В последние годы делались неоднократные попытки увязать минералого-физические и технологические свойства пирита колчеданных руд. Отдельное внимание уделялось выявлению зависимости содержания золота в пирите от термоЭДС [Джангиров, 2010]. Поскольку использовались валовые химические анализы золота (пробирный и спектральный) в колчеданных рудах и продуктах их переработки, то были выявлены лишь приблизительные зависимости, без точных корреляций типоморфизма пирита и термоЭДС.

Определение содержания Au и других элементов-примесей *in situ* стало возможным с использованием масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией [Maslennikov et al., 2009]. Появилась новая возможность разработки минералого-геохимических критериев прогнозирования путей глубокой переработки колчеданных руд применительно к различным рудно-формационным типам колчеданных месторождений. Для решения поставленной проблемы в качестве объектов исследований выбраны хорошо изученные трубы «черных» и «серых курильщиков» Яман-Касинского и Александринского медно-цинково-колчеданных месторождений [Масленникова, Масленников, 2007].

Элементы-примеси были получены методом ЛА-ИСП-МС [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009]. Значения термоЭДС определены на установке, собранной на основе принципиальной схемы В. Г. Романова [2010] с использованием многофункционального цифрового мультиметра-регистратора. Изучено по два аншлифа с поперечных срезов гидротермальных труб каждого месторождения.

Гидротермальные трубы Яман-Касинского месторождения представлены пирит-халькопиритовой (обр. 7380-32) и кварц-марказит-халькопирит-пиритовой (обр. Y-2001-135a) разновидностями [Масленникова, Масленников, 2007].

Пирит-халькопиритовая труба состоит из пиритовой оболочки и канала, заполненного халькопиритом [Масленникова, Масленников, 2007].

Зона А. Оболочка имеет сложное строение. В ее наружной части (подзона А1) распространены почковидные образования и корки колломорфного пирита, имеющего дырочную проводимость с убыванием значений термоЭДС по направлению от

надрудной поверхности оболочки трубы к ее внутренней части. Колломорфный пирит отличается аномально высокими содержаниями большинства элементов-примесей: Au, Ag, As и Ni (табл.). С удалением от внешней стенки встречаются массивные зернистые агрегаты пирита, содержащие псевдоморфозы тонкодисперсного пирита по субгедральным кристаллам пирротина (подзона А2). Эти псевдоморфозы также имеют дырочную проводимость. Значения термоЭДС и содержания элементов-примесей, за исключением Те и As (табл.), в подзоне А2 снижаются. Минимальные концентрации всех элементов-примесей характерны для гидротермально-метасоматической подзоны А3, представленной крупнозернистым эвгедральным пиритом с повышенными концентрациями Со (табл.). Кубические кристаллы пирита имеют электронный тип проводимости (в среднем –12.5 мВ).

Зона В. Внутренняя стенка канала трубы инкрустирована халькопиритом с небольшим количеством суб- и эвгедральных кристаллов пирита. В друзовом халькопирите и эвгедральном пирите содержания большинства изученных элементов-примесей минимальны (см. табл.). Для халькопирита характерен электронный тип проводимости.

Зона С сложена халькопиритом с мелкими зернами пирита и тонкими слоями сфалерита, фактически не оказывающими влияние на тип проводимости. Также можно отметить малый разброс значений термоЭДС для халькопирита: от –54.3 до –58.4 мВ. Халькопирит в осевой части канала характеризуется снижением концентраций As и Те (см. табл.). Содержания золота и серебра в халькопирите ниже, чем в пирите.

Т а б л и ц а

Средние содержания элементов-примесей (г/т) в сульфидах палеогидротермальных труб по данным ЛА-ИСП-МС

№ п/п	Разновидности минералов	Зона	Со	Ni	As	Au	Ag	Te	ТермоЭДС (мВ)
1	Пирит колломорфный	А1	1	39	1675	7.7	112	11	+16...+29
2	Пирит апопирротиновый	А2	2.67	2.8	4456	2.5	12	38	+9...+1
3	Пирит эвгедральный	А3	14	0.2	1353	1.2	10	34	–12
4	Халькопирит	В	0.05	0.1	198	0.2	1.50	47	–44...–49
5	Халькопирит	С	0.05	0.3	126	0.3	3.50	26	–54...–58
6	Пирит колломорфный	А	115	18	2089	24	78	659	+7...+21
7	Халькопирит	В	859	4.4	1520	969	3523	34480	–72.7
8	Марказит и пирит	С2	43	2.5	2122	50	466	930	+31...+50
9	Пирит субгедральный	А	2.7	69	737	0.8	14	162	+9...+5
10	Пирит эвгедральный	В	1.3	48	561	1.50	24	88	–21...+10
11	Пирит субгедральный	А	1.7	5.3	624	0.3	22	6	+11...+36
12	Халькопирит	В	0.02	0.03	16	0.4	9.20	0.41	–40...–58

Примечание. 1–8 – месторождение Яман-Касы: 1–5 – пирит-халькопиритовая труба (обр. 7380–32); 6–8 – кварц-марказит-халькопирит-пиритовая труба (обр. У-2001-135а); 9–12 – Александринское месторождение: 9–10 – борнит-пирит-халькопирит-сфалеритовая труба (обр. А1-1); 11, 12 – сфалерит-халькопиритовая труба (обр. А-2). ЛА-ИСП-МС анализы выполнены В. В. Масленниковым и С. П. Масленниковой в Центре по изучению рудных месторождений (Университет Тасмании, Австралия).

Кварц-марказит-халькопирит-пиритовая труба также имеет три зоны. Отличием является обилие марказита и кварца в оболочке и осевом канале трубы [Масленникова, Масленников, 2007].

Зона А. Оболочка трубы образована колломорфными и массивными агрегатами пирита, срощившимися с марказитом. Пирит имеет *p*-тип проводимости и небольшие по модулю значения термоЭДС. Повышенные содержания большинства элементов-примесей также, как и значения термоЭДС, снижаются при переходе колломорфного ламинарного пирита в почковидный и эвгедральный (см. табл.).

Зона В. Внутренняя стенка канала трубы инкрустирована халькопиритом с многочисленными включениями силванита, колорадоита, алтаита, штюцита, фробергита. Халькопирит имеет минимальные значения термоЭДС среди исследованных образцов: до -72.7 мВ. Эта зона отличается аномально высокими содержаниями Au, Ag, Co, Te (см. табл.). Высокие концентрации этих элементов связаны с присутствием микровключений соответствующих теллуридов, в некоторых случаях частично замещенных мышьяковыми сульфосолями Cu и Ag.

Зона С. Пирит-марказит-кварцевый канал сложен срастаниями субгедральных кристаллов пирита и марказита, имеющими *p*-тип проводимости с малым разбросом значений (см. табл.).

Трубы Александринского месторождения отличаются тем, что не содержат колломорфного пирита. Среди разновидностей можно выделить только кристаллический пирит разной степени идиоморфности.

Борнит-пирит-халькопирит-сфалеритовая труба (обр. А1-1).

Зона А. Оболочка трубы сложена сфалеритом с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Здесь же встречается эвгедральный пирит, ядра которого иногда частично замещены борнитом с образованием «атолловых» структур. Для пирита характерен смешанный тип проводимости. Значения термоЭДС в пирите снижаются по мере приближения к внутренней части оболочки трубы: от $+8.6$ до $+5.5$ мВ. Кристаллы пирита обогащены Ni, Te и As. Содержание Co на порядок меньше концентраций Ni (см. табл.).

Зона В. Халькопирит имеет стабильно низкие значения: от -29.4 до -57.19 мВ. Пирит отличается смешанным типом проводимости со значениями от -21.0 до $+10.4$ мВ. Повышенные содержания Au, Ag, Te, Ni (при сниженном на порядок содержании Co) характерны для эвгедрального пирита, рассеянного по всему халькопиритовому слою.

Зона С. Осевая часть канала заполнена сфалеритом, в котором встречается вкрапленность пирита, халькопирита и борнита. Халькопирит имеет электронную проводимость со значениями термоЭДС от -20.4 до -36.8 мВ, что по модулю меньше показателей чистого халькопирита зоны В. Сфалерит меняет тип проводимости на электронный, по-видимому, из-за влияния халькопирита и имеет большие по модулю значения (до -2.4 мВ) по сравнению с зоной А.

Сфалерит-халькопиритовая труба (обр. А-2) находится в массе, образованной обломками пирита, имеющего смешанный тип проводимости со значениями термоЭДС от -11.4 до $+36.5$ мВ.

Зона А. Оболочка трубы образована сфалеритом с вкрапленностью суб- и эвгедрального пирита и псевдоморфоз халькопирита по нему. Пирит в данной зоне преимущественно кристаллический с различной степенью идиоморфности и имеет

дырочный тип проводимости со значениями от +11.4 до +35.8 мВ, при низких содержаниях большинства элементов-примесей (см. табл.).

Зона В. Стенка канала трубы инкрустирована массивным халькопиритом, ближе к каналу окаймленным кристаллами сфалерита и реликтами субгедрального пирита. Халькопирит сохраняет, как и в других образцах, тенденцию к увеличению модуля значений от периферии к центру трубы: от –39.7 до –57.5 мВ. В этом же направлении в халькопирите уменьшается содержание Co, Ni, Te, Au, Ag (см. табл.).

Зона С. Осевая часть канала трубы заполнена сфалеритом с электронной проводимостью (в среднем, –15.2 мВ). Халькопирит имеет значения термоЭДС –50 мВ и ниже. Сфалерит содержит повышенные концентрации Au, Ag, As и Te.

Таким образом, в трубах месторождения Яман-Касы наблюдается прямая зависимость значений термоЭДС пирита от содержаний Au и Ag. Для пирита труб Александринского месторождения эта зависимость нарушается. Известна зависимость флотационной способности минералов от их полупроводниковых свойств [Чантурия, 2006]. Очевидно, что при флотационном процессе халькопирит, обладающий электронной проводимостью и поступающий в медный концентрат, будет отделяться от золотоносного пирита *p*-типа, который будет оставаться в «хвостах». В связи с этим, можно предположить, что реальная возможность отделения золотоносного пирита *p*-типа от обедненного золотом и серебром пирита *n*-типа упущена при переработке руд месторождения Яман-Касы. Извлечение золота в определенные пиритовые концентраты на Александринском месторождении пока видится проблематичным. Выявление связи содержаний элементов-примесей от электрофизических свойств генетических разновидностей пирита различных рудно-формационных типов колчеданных месторождений открывает новые перспективы для более глубокой переработки руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН (проект ОФИ, N 13-05-012 Недр).

Литература

Джангиров М. Ю. Параметрические критерии генетических особенностей и технологических свойств колчеданных руд месторождений Северного Кавказа и Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону, 2010. 16 с.

Масленников В. В., Масленникова С. П. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Романов В. Г. Зональность и прогнозная оценка эндогенных месторождений на основе температурных параметров термоЭДС и электропроводности сульфидов. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2010. 48 с.

Чантурия Е. Л. Флотационное фракционирование золотосодержащего пирита на продукты различного качества // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. № 5. С. 339–346.

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. № 8. P. 1111–1141.

**Минералогические особенности руд
Султановского медно-цинково-колчеданного месторождения
(Южный Урал)**
(научный руководитель В. В. Масленников)

Одна из важнейших задач развития теории колчеданообразования – выявление причин разнообразия месторождений колчеданного семейства. Решить эту задачу можно на основе минералогических исследований рудных фаций колчеданных месторождений. В последние годы получены принципиально новые данные по донной гидротермальной (трубы «черных палеокурильщиков») и кластогенной (продукты разрушения гидротермальных руд) фациям, проливающие свет на природу разнообразия этих рудных фаций [Масленников, 2006; Масленникова, Масленников, 2007; Сафина, Масленников, 2009].

Установлено, что минеральный состав гидротермальных труб во многом зависит от состава рудовмещающих формаций [Масленников и др., 2010]. В частности показано, что в гидротермальных трубах, обнаруженных в рудах колчеданных месторождений Урала, теллуридные ассоциации постепенно сменяются сульфосольными по мере увеличения в подрудных толщах количества кислых вулканитов и уменьшения количества базальтов. Вместе с тем, известно, что колчеданные месторождения, залегающие среди базальтов (кипрский тип) обычно не содержат теллуридов [Еремин, 2007]. В тоже время, в сульфидных трубах Юбилейного месторождения, залегающих в базальтах в основании островодужного риолит-базальтового комплекса, обнаружены разнообразные теллуриды [Maslennikov et al., 2013]. Аналогичную позицию занимает Султановское медно-цинково-колчеданное месторождение, расположенное в Кунашакском рудном районе в зоне Восточно-Уральского поднятия. В обломочных рудах этого месторождения встречаются фрагменты кристаллических агрегатов халькопирита, характеризующиеся по данным ЛА-ИСМ-МС повышенными содержаниями теллура (до 1225 г/т). Таким образом, возникла необходимость выяснения форм нахождения теллура, который может концентрироваться как в виде изоморфной примеси в халькопирите, так и в виде микровключений теллуридов.

Султановское месторождение находится в 55 км к северу от г. Челябинска и приурочено к одноименной олистостроме, сцементированной терригенными отложениями миасской (C_{1ms}) толщи. Оруденение локализовано в небольшом аллохтонном блоке, сложенном вулканогенными породами касаргинской (D₂?ks) толщи, состоящей из порфировых и афировых базальтов, риолитов, риодацитов, дацитов и андезитов [Сапожникова, 2009]. Рудные тела линзовидной формы залегают в основных и кислых вулканитах и на их контакте. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, марказитом, блеклыми рудами, ковеллином, халькозином, борнитом. Редкие минералы – галенит, энаргит, альгодонит, пирротин, гематит, самородное золото [Переляев, 1959].

В результате полевых работ в 2012–2013 гг. были собраны образцы руд в карьере и на рудном складе. Исследования проводились в Южно-Уральском центре коллективного пользования на базе Института минералогии УрО РАН. Минеральный состав руд изучен при помощи микроскопа Olympus BX-51 с фотокамерой Olympus DP 12. Состав рудных минералов был определен на СЭМ VEGA3 Tescan с энергодисперсионным анализатором (аналитик И.А. Блинов).

На месторождении преобладающая часть руд представлена обломочными разностями с пиритовыми рудокластами размером 3–5 см в мелкообломочной массе того же состава. В подошве некоторых рудных тел развит халькопиритовый штокверк.

Сфалерит-халькопирит-пиритовые руды сложены грубообломочными разностями с угловатыми, изометричными, не всегда четко очерченными рудными обломками со срезанием текстурного рисунка и фрагментами гематитизированных и окварцованных дацитов. Для руд характерно совместное нахождение обломков с различной структурой и текстурой. Распространены массивные кристаллически-зернистые агрегаты пирита, обломки с колломорфным и тонкозернистым строением, ажурные кварц-сфалерит-пиритовые и барит-кварц-пиритовые обломки, напоминающие фрагменты колломорфных пиритовых корок из обломочных руд слабометаморфизованных месторождений Урала, а также обломки халькопиритовых и халькопирит-пиритовых руд.

Кристаллически-зернистый *пирит* слагает основную часть обломочных руд и представлен идиоморфными, гипидиморфными и изометричными зернами размером до 0.2–0.3 мм. Центральная часть некоторых кристаллов пирита пористая. При травлении в концентрированной $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$ в пирите выявляется грубая осцилляторная зональность «первого» рода. Колломорфный пирит в обломках представлен почковидными агрегатами, а также реликтами почек в кристаллически-зернистом пирите. В краевых частях почек и по трещинам он замещается халькопиритом и кристаллическим пиритом. Дендриты пирита обнаружены в кристаллически-зернистом пирите и проявляются при замещении нерудным минералом. Фрамбоиды пирита иногда обнаруживаются в виде реликтов в кристаллическом пирите и слагают центральную часть некоторых пиритовых почек.

В рудах выделяется два типа пластинчатого пирита. Пирит первого типа образует тонкие пластинки (до 10 мкм), часто в ассоциации с марказитом, обрастает почки колломорфного пирита с образованием радиально-лучистых и сноповидных агрегатов. Второй тип слагает крупные (20–50 мкм) пористые пластинки, которые в ассоциации с кристаллическим и колломорфным пиритом образуют обломки с ажурной текстурой. Предполагается, что первый тип пирита представляет собой псевдоморфозы по марказиту, второй – по пирротину.

Широко распространенный *марказит* встречается в виде пластинчатых кристаллов, включений и сростков с кристаллическим пиритом. В халькопирит-пиритовых обособлениях отмечается в виде тонкой густой вкрапленности в халькопирите.

Халькопирит образует мелкие (до 1 см) обломки изометричной и вытянутой формы и халькопирит-пиритовые обособления. Распространено замещение пиритовых обломков халькопиритом. Характерной особенностью халькопиритовых обломков является наличие участков с крустификационным строением, сходным с зоной В труб «черных курильщиков», а также развитие пластинчатого сфалерита [Масленникова, Масленников, 2007].

Сфалерит в сочетании с пиритом формирует обломки с ажурным, кристаллическим и почковидным строением. Крупные зерна сфалерита с халькопиритовой эмульсией и зональным строением сходны с зоной С труб «черных курильщиков» [Масленникова, Масленников, 2007]. Встречаются мелкие зерна сфалерита неоднородного строения: в центре наблюдаются почковидные агрегаты сфалерита, окруженные каймой зернистого, иногда сдвойникового сфалерита с халькопиритовой «болезнью». Иногда обломки сфалерита представлены сростками зональных гексагональных кристаллов, вероятно, наследующих морфологию вюрцита.

Галенит является редким минералом и встречается в виде включений (до 10 мкм) в халькопиритовых обломках и сростается (до 50 мкм) с халькопирит-пиритовыми агрегатами. Особенностью галенита является повышенное содержание селена (до 3.52 мас. %).

Пирротин образует редкие мелкие включения (до 10 мкм) в кристаллическом пирите, однако на начальной стадии образования месторождения был одним из главных минералов, что установлено по наличию многочисленных псевдоморфоз пирита по пирротину.

Теллуrowисмутит (мас. %: Те 46.99–49.9, Вi 50.1–53.01) обнаружен в виде пластинок и изометричных включений размером 10–15 мкм в кристаллически-зернистом пирите и обломках халькопирита. В ассоциации с теллуrowисмутитом в виде изометричных зерен встречаются *цумоит* (мас. %: Те 38.99–40.91, Вi 57.83–59.77 и примесь Se до 2.58) и *гессит*. Размер зерен гессита и цумоита не превышает 10 мкм. Единичное зерно *самородного золота* (мас. %: Au 78.36, Ag 21.64) обнаружено в халькопиритовом обломке. Редкие минералы наиболее характерны для халькопиритовых обломков, представляющих фрагменты труб «черных курильщиков».

Гипергенная минерализация в обломочных рудах представлена *ковеллином*, *борнитом* и *халькозином*.

Халькопиритовые руды в подошве рудных тел представляют собой практически мономинеральные обломковидные, прожилковидные и вкрапленные агрегаты в сильно хлоритизированной породе.

Халькопирит слагает зернистые агрегаты со сдвойникоvanным строением и спайностью. В рудах также присутствуют редкие мелкие кристаллы *пирита* и ксеноморфные и изометричные включения *теннантита* (до 100 мкм). Характерными для халькопирита являются прожилки *борнита*, *халькозина* и *ковеллина*.

Особенностью минерального состава халькопиритовых руд является наличие золотосодержащих минералов изометричной, ксеноморфной, иногда прожилковидной формы. *Электрум* размером зерен до 20 мкм обладает переменчивым составом (содержание Ag 27.21–36.94 мас. %) и встречается совместно со всеми минералами в халькопиритовых рудах. *Самородное золото* (Ag от 13.5 до 21.64 мас. %) и *кюстелит* (мас. %: Ag 55.33, Au 44.67) размером до 10 мкм установлены в рудах исключительно в ассоциации с борнитом и халькозином.

Таким образом, на Султановском месторождении сфалерит-халькопирит-пиритовые руды характеризуются обломочным строением с кристаллическими и коллоидными обломками, что свидетельствует о хорошей сохранности руд. Среди обломков халькопирита установлены признаки, соответствующие халькопириту труб «черных курильщиков». Нижние рудные тела залегают среди базальтов и на базальтах и могли бы быть отнесены к кипрскому типу. Однако в отличие от месторождений кипрского типа, в рудах Султановского месторождения установлены теллуриды, самородное золото, электрум и кюстелит. По составу аксессуарных минералов Султа-

новское месторождение сходно с Юбилейным месторождением, также залегающим среди базальтов основания разреза риолит-базальтовой формации. Можно предположить, что эти два месторождения относятся к особому рудно-формационному типу, отличающемуся от кипрского и, скорее всего – переходному к уральскому типу колчеданных месторождений с теллуридами и самородным золотом. В рудах Султановского месторождения золото концентрируется, в основном, в халькопирите, а не в сфалерите, как на Юбилейном месторождении. Это различие может иметь значение при совершенствовании схем обогащения руд.

Автор благодарен В. В. Масленникову, Н. Р. Аюповой, А. Г. Гладкову и И. А. Блинову за помощь в исследованиях. Работа выполнена при поддержке гранта № 14-5-НП-26, проекта ОФИ № 13-5-012-НЕДРА и 14-05-00630 РФФИ.

Литература

Еремин Н. И., Сергеева Н. Е., Дергачев А. Л. Типоморфизм редких минералов колчеданных руд и их геохимический тренд // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 2. С. 40–48.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Переляев А. П. Руды Султановского колчеданного месторождения на Урале // Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Тр. ГГИ УФАН, Свердловск, 1959. Вып. 43. С. 161–174.

Сапожникова Е. В., Пуртов В. А. и др. Материалы к технико-экономическому обоснованию кондиций подсчета запасов Султановского медноколчеданного месторождения. Верхняя Пышма: Челябинскнедра, 2009ф. 260 с.

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

Maslennikov V. V., Ayupova N. R., Maslennikova S. P. et al. Mineral and Chemical Peculiarities of Vent Chimneys from the Yubileynoye VMS Deposit at the Early Devonian Basalt-Boninite Basement of West Magnitogorsk Arc, the Southern Urals, Russia // 12th SGA Biennial Meeting. 2013. P. 145–149.

В. А. Симонов¹, Ф. Торнос², С. В. Ковязин¹

¹ – *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск*

simonov@igm.nsc.ru

² – *Институт геологии и минералогии Испании, г. Мадрид*

Особенности распределения редких, редкоземельных элементов и воды в магматических системах, формировавших субвулканические силлы Иберийского пиритового пояса, Испания

В составе вулканогенно-осадочного комплекса Иберийского пиритового пояса широко распространены субвулканические массивы, отвечающие по составу дацитам и риолитам. Наиболее детально они исследованы в районе Рио Тинто-Одидель

[Boulter, 1993; Tornos et al., 2003]. Здесь кислые породы располагаются в зоне субширотного простирания длиной более 30 км и шириной 500–1000 м. Изученные нами образцы были отобраны из массивного субвулканического силла риодацитов с мелкими фенокристами кварца [Tornos et al., 2003]. В этих вкрапленниках найдены первичные расплавные включения, исследования которых позволили выяснить физико-химические параметры кислых расплавов Иберийского пиритового пояса.

Расплавные включения исследовались в высокотемпературной термокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984]. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились с учетом рекомендаций [Титов и др., 1996; Sobolev, Danyshevsky, 1994] и на основе собственного опыта [Симонов, 1993]. Составы стекол прогретых и закаленных расплавных включений установлены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в стеклах расплавных включений определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль) по методике А. В. Соболева [1996].

При нагреве в микротермокамере первичные расплавные включения размером 10–50 мкм в кварце риодацитов становятся гомогенными в диапазоне 1025–1075 °С и редко около 1100 °С. Составы стекол прогретых включений по содержанию SiO₂ изменяются от дацитов до риолитов. По соотношению суммы щелочей и SiO₂ они относятся к известково-щелочным сериям.

Изучение стекол с помощью ионного зонда свидетельствует о том, что кислые магмы Иберийского пиритового пояса обладали умеренными количествами воды (до 1.1 мас. %), сравнимыми с данными для включений в кварце порфиров колчеданного месторождения Кызыл-Таштыг, Восточная Тува (до 0.9 мас. %) [Simonov et al., 2010]. Эти значения существенно меньше содержаний H₂O в кислых расплавах колчеданных месторождений Николаевское (до 5.7 мас. %) [Симонов и др., 2013] и Юбилейное (до 4.30 мас. %) [Simonov et al., 2010] на Рудном Алтае, а также Яман-Касы на Южном Урале (до 5.2 мас. %) [Симонов и др., 2006]. Установлено накопление воды в кислых расплавах Иберийского пиритового пояса на фоне роста значений SiO₂ и снижения температуры.

Анализ на ионном зонде показал умеренные содержания меди в стеклах (до 105 г/т), что совпадает с данными по включениям в пострудных порфирах месторождения Юбилейное (до 97 г/т) [Simonov et al., 2010] и значительно меньше, чем в кислых расплавах, тесно ассоциирующих с колчеданными рудами других месторождений Рудного Алтая и Восточной Тувы (до 1000–4000 г/т) [Simonov et al., 2010]. Устанавливается прямая зависимость значений Cu от содержания H₂O в кислых расплавах Иберийского пиритового пояса.

В результате исследования стекол на ионном зонде было выяснено, что расплавы Иберийского пиритового пояса по характеру распределения РЗЭ близки к кислым вулканическим породам островных дуг. В области легких лантаноидов они совпадают с данными по включениям в кварце синрудных порфиров месторождения Юбилейное (Рудный Алтай) и по риолитам Курило-Камчатской островной дуги. Устанавливается явное отличие от кислых расплавов месторождения Яман-Касы (Урал), для которых характерны значительно меньшие содержания РЗЭ в целом. Для всех отмеченных спектров РЗЭ фиксируется отчетливый Eu минимум, свидетельствующий о дифференциации магм при фракционировании плагиоклазов.

На спайдер-диаграммах значений химических компонентов, нормированных к примитивной мантии, графики стекол включений в кварце риодацитов Иберийского пиритового пояса имеют отрицательный наклон по мере роста совместимости элементов. Эти спектры с падением от высоких содержаний мобильных крупноионных литофильных элементов (Ba, Rb, K) к немобильным (Zr, Ti, Y, Yb) хорошо согласуются с данными по островодужным дацитам и по включениям в кварце синрудных порфиоров месторождения Юбилейное (Рудный Алтай). Графики включений в кварце Иберийского пояса и Рудного Алтая совпадают также и по отчетливым минимумам Nb, Sr, Ti.

В целом, исследования стекол прогретых расплавных включений в кварце из риодацитов с помощью ионного зонда показали, что кислые магматические системы Иберийского пиритового пояса содержат умеренные количества меди и воды при высоких значениях редкоземельных элементов. Сочетание этих характеристик отличает рассмотренные расплавы Испании от подобных магм на месторождениях Урала, Рудного Алтая и Тувы.

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

Литература

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В. А., Ковязин С. В., Тереня Е. О. и др. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 5. С. 423–438.

Симонов В. А., Масленников В. В., Котляров А. В., Ковязин С. В. Особенности магматических систем в зонах действия палеозойских «черных курильщиков» Рудного Алтая (Северо-Восточный Казахстан) // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 40–43.

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.

Титов А. В., Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Палесский С. В. Петрогенезис и возраст вулканитов Кызылрабатской структуры (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 62–72.

Boulter C. A. Comparison of Rio Tinto, Spain and Guaymas Basin, Gulf of California: an explanation of a supergiant massive sulfide deposit in an ancient sill-sediment complex // Geology. 1993. Vol. 21. P. 801–804.

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.

Tornos F., Simonov V., Kovyazin S. Melt inclusions in quartz from subvolcanic sills of the Iberian Pyrite Belt: Implications for magma evolution and hydrothermal alteration // Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía. 2003. Vol. 26. P. 93–105.

С. Ф. Бабаева¹, А. А. Суханова², А. В. Фирстова¹

¹ – ФГУП ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга, г. Санкт-Петербурге
babaevasvet@yandex.ru

² – Национальный Минерально-Сырьевой Университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург

Элементы-примеси различных геохимических типов руд гидротермального поля Ашадзе-1, Срединно-Атлантический хребет

Введение. В конце 70-х годов на океанском дне были открыты гидротермальные поля в рифтовых зонах, и с тех пор продолжается изучение процессов рудообразования, связанных с гидротермальной деятельностью. Поиск месторождений массивных сульфидных залежей руд на дне океана осуществляется не только по научным соображениям, но имеет большую экономическую перспективу. Массы гидротермальных залежей в рудных полях, достигающие десятков миллионов тонн, обогащены Cu, Zn, Pb, Ag, Au, а также рядом редких химических элементов. На сегодняшний день в Северной Атлантике выявлено более 20 крупных гидротермальных полей.

Рудное поле Ашадзе-1 было открыто в результате работ НИС «Профессор Логачев» (рейсы №№ 20 и 22) в 2003 году ПМГРЭ. Дальнейшее изучение этого поля проводилось в рейсах №№ 24 (2004 г.) и 26 (2005 г.). Несмотря на многочисленные исследования руд поля Ашадзе-1 (работы С. И. Андреева, Г. А. Черкашева, Н. Н. Мозговой и др.), все еще остаются вопросы взаимоотношения элементов-примесей с главными компонентами, между собой и их взаимосвязь с различными геохимическими типами руд.

Цель данной работы состоит в выявлении геохимических особенностей сульфидных руд гидротермального поля Ашадзе-1. Задачи – изучение элементного состава руд; выделение геохимических типов руд; выявление взаимосвязей качества и количества примесных элементов в разных геохимических типах с помощью корреляционного и факторного анализов.

Фактический материал для исследований был отобран в рейсах №№ 20–26 сотрудниками ФГУП ВНИИОкеангеология Т. В. Степановой и Т. А. Семковой. Из тысячи образцов в презентативной выборке представлена 231 проба. Содержания Fe, Pb, Au, Co, Ni, Cu, Zn, Ag определены атомной абсорбцией в лаборатории ФГУП ВНИИОкеангеология и статистически обработаны, что позволило выявить закономерности распределения рудообразующих элементов и элементов-примесей.

Гидротермальное поле Ашадзе-1 (с координатами центра 12°58'4" с.ш. и 44°51'8" з.д.) расположено на западном борту рифтовой долины САХ в 20 км к северу от трансформного разлома Марафон. Рифтовая долина в этом районе имеет ширину 25–30 км при ширине днища 2–2.5 км и глубину вреза более 2000 м. Поле характеризуется глубинами 2100 и 4450 м и имеет сложное строение – сочетание крутых склонов и тектонических ступеней террас.

Рудовмещающими породами являются серпентинизированные перидотиты. Образцы представлены сульфидными рудами. Главные минералы – пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит. Состав и соотношение главных и второстепенных рудных минералов может значительно изменяться в каждом образце. В зональных построй-

ках ясно видна последовательность минералообразования: сфалерит → сфалерит (\pm халькопирит) → халькопирит (\pm сфалерит) → пирротин [Андреев С. И., 2006].

Результаты и обсуждение. В результате анализа химического состава по содержаниям и соотношениям основных рудообразующих элементов (Cu, Zn, Fe) [Андреев, 2006] руды гидротермального поля Ашадзе-1 были разделены на несколько геохимических типов: колчеданный (Fe-S), медно-колчеданный (Cu-Fe), медно-цинково-колчеданный (Cu-Zn), цинково-медно-колчеданный (Zn-Cu), цинково-колчеданный (Zn-Fe). В основном в пределах поля преобладает Fe-S тип, наиболее редко встречается Zn-Fe, остальные занимают промежуточное положение.

Взаимосвязь между геохимическими типами руд и их минеральными разновидностями выявлена в общем виде. Например, Fe-S тип сложен пиритовыми и пирротиновыми рудами, Cu-Fe – халькопиритовыми, Zn-Fe – сфалеритовыми, и т.д. Взаимосвязь между типами и разновидностями руд для Cu-Zn, Zn-Fe, Zn-Cu геохимических типов достаточно сложна и будет уточнена в последующих работах после статистического анализа и презентативной выборки.

Практический интерес представляют сопутствующие элементы, такие как Ni, Co, Au, Ag, Cd. Содержания этих элементов-примесей в рудах поля Ашадзе-1, приуроченного к ультраосновным породам [Суханова, 2013], сопоставимы и являются повышенными по сравнению со значениями элементов в подобных полях, таких как Логачев-1 и Рейнбоу [Fouquet et al., 2010].

Наиболее высокие содержания Ni (315–317 г/т) обнаружены в Fe-S и Cu-Fe типах руд. Повышенные содержания Co (2697–2071 г/т) обнаружены в Cu-Fe и Cu-Zn типе руд (рис. 1). Высокие значения Cd (541 г/т) выявлены в Zn-Cu типе руд, а в Zn-Fe типе, сложенном в основном сфалеритом и вюртцитом, его содержание меньше в 3 раза. Для каменной характерна четкая положительная корреляция с цинком (r 0.6–0.9) и отрицательная с железом (r –0.65 до –0.72).

Содержания Ag в Zn-Fe и Zn-Cu типах руд (132–140 г/т) являются максимальными для рудного поля Ашадзе-1 и сравнимы с одними из самых высоких значений, встреченных на поле Рейнбоу – 188 г/т [Fouquet et al., 2010]. Распределение серебра в рудах аналогично распределению серебра в рудах других полей САХ. На рисунке 2

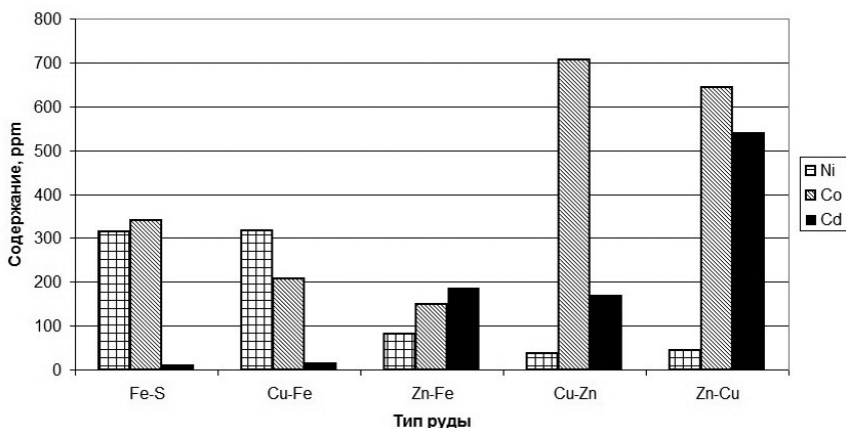


Рис. 1. Содержания Ni, Co, Cd в рудах разных геохимических типов гидротермального поля Ашадзе-1.

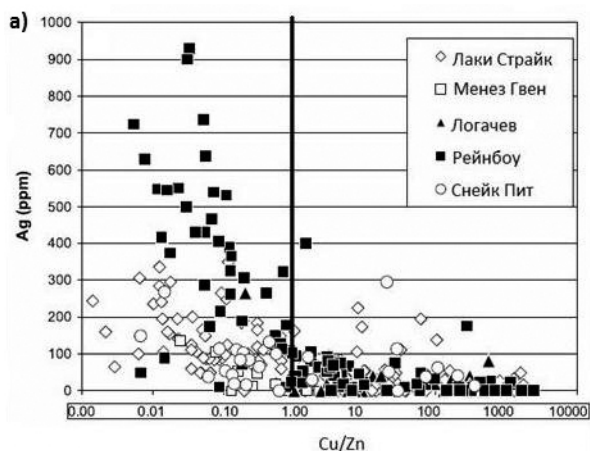
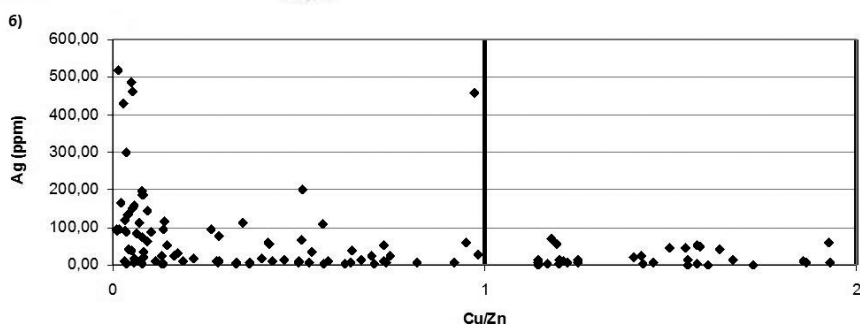


Рис. 2. Распределение серебра в гидротермальных полях САХ (а) (по Fouquet et al., 2010) и в рудном поле Ашадзе-1 (б).



показано распределение Ag в рудах гидротермальных полей Лаки Страйк, Мenez Гвен, Логачев, Рейнбоу, Снейк Пит (рис. 2а) и исследованных образцах руд гидротермального поля Ашадзе-1 (рис. 2б).

Наиболее высокие содержания Au (3–4 г/т) обнаружены в Cu-Fe и Cu-Zn типе руд. Большое значение, по-видимому, имеет состав вмещающих пород. Так для руд, вмещающими породами которых являются ультрабазиты, характерно бимодальное распределение золота, которое проявляется, с одной стороны, в корреляции золота с цинком и свинцом, что объясняется обогащением золотом полихронных гидротермальных построек. Во всех остальных случаях прослеживается четкая корреляция между золотом и медью. Такая зависимость подтверждается наличием многочисленных зерен золота в сульфидах меди.

Выводы. Проведенный анализ выявил геохимические особенности поля Ашадзе-1. Бимодальность распределения Au является характерным признаком в Cu-Fe и Cu-Zn типах руд. Отмечаются высокие содержания Ag в цинковых рудах. Максимальные содержания серебра в Zn-Cu и Zn-Fe типах руд являются сопоставимыми с максимальными значениями, встречаемыми в других рудных полях САХ. Имеется связь серебра с Cu/Zn отношением. Если $Cu/Zn < 1$, то содержание серебра в рудах Ашадзе-1 варьирует от 0 до 200 г/т, иногда появляются максимальные значения в 300, 400 и даже 500 г/т. Если $Cu/Zn > 1$, то содержание серебра не превышает 100 г/т.

Наиболее важные попутные цветные элементы (Ni, Co, Cd) имеют одни из самых высоких содержаний в сравнении с другими рудными полями. Наибольшие содержания Ni характерны для Fe-S и Cu-Fe руд; Co – Cu-Zn и Zn-Cu; Cd – Zn-Cu типа руд. Для Fe-S и Cu-Fe руд характерна взаимосвязь Ni и Co в повышенных концентрациях при минимальных концентрациях Cd. В рудах Cu-Zn и Zn-Cu при минимальных концентрациях Ni имеются высокие концентрации как Co, так и Cd. Любопытно, что эти элементы одновременно представлены в Zn-Fe типе руды, однако содержания их в этом типе средние.

Таким образом, руды поля Ашадзе-1 значительно обогащены Co, Ni, Cd, Ag, в меньшей степени – Au. По промышленным характеристикам руды поля Ашадзе-1 являются весьма богатыми рудами на цинк, медь, кобальт и никель; бедными (почти рядовыми) на золото.

Изучение геохимических особенностей рудного поля Ашадзе-1, в частности изучение распределения и взаимосвязей между элементами, минеральными разновидностями и их геохимическими типами руд, является актуальной своевременной проблемой, связанной с перспективами освоения сульфидных руд океана.

Литература

Андреев С. И., Егоров И. В., Наркевский Е. В. и др. Результаты 26 рейса НИС «Профессор Логачев» в район 13° с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб, 2006. С. 101–108.

Суханова А. А., Бабаева С. Ф., Артемьева А. А. Геохимия элементов-примесей в гидротермальных сульфидах рудного поля «Ашадзе-1» // Геология морей и океанов: Мат. XX Междунар. научной конф. (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2013. Т. II. С. 206–209.

Черкашев Г. А. Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в Арктике, Антарктике и Мировом океане в 2005 году // Ежегодный обзор. СПб: ВНИИОкеангеология, 2006. 122 с.

Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et al. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic-hosted mineralization: a new type of oceanic Cu-Zn-Co-Au volcanogenic massive sulfide deposit // In: Rona P. A., Devey C. W., Dymant J., Murton B.J. (Eds.) Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. AGU Geophysical Monograph Series. 2010. № 188. P. 321–367.

И. Ю. Мелекесцева¹, В. Б. Бельтнев², В. Н. Иванов²

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
melekestseva-irina@yandex.ru*

² – *ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов*

Петербургское гидротермальное поле, 19°52' с.ш., Срединно-Атлантический хребет: типы сульфидных руд и минерализованных пород

Введение. Гидротермальное поле Петербургское (19°52' с.ш., САХ) открыто сотрудниками ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» в 33-м рейсе НИС «Профессор Логачев» [Shilov et al., 2011]. Поле находится в 16 км к запа-

ду от рифтовой долины и расположено на глубинах 2800–3100 м. На поле установлено семь рудных тел. Ранее для поля были описаны руды метасоматического генезиса по осадкам [Габлина и др., 2012]. Цель данной публикации – характеристика донных руд и минерализованных пород на основе образцов 34-го рейса НИС «Профессор Логачев», проведенного в 2011 г.

Типы руд. Большая часть (~74 %) образцов представлена серно-колчеданными рудами, медные руды составляют около 25 %, и ~1 % образцов представлен рудами с халькопиритом и сфалеритом.

Массивные пирит-марказитовые руды подняты на двух станциях. Руды ст. 34Л174 характеризуются пористой, колломорфной, почковидной, участками массивной и дендритовой текстурами, местами – тонкослоистым (мощностью ~1 мм) распределением сульфидов. Марказит образует тонкозернистые и тонкокристаллические агрегаты, копьевидные сростки кристаллов (0.2–1 мм) с пленкой вторичных сульфидов меди и мозаичные сростки таблитчатых кристаллов (0.2 мм) на окисленных кристаллах ранних генераций. Пирит наблюдается в виде кубических кристаллов (до 0.8 мм) и их сростков на агрегатах марказита. Барит встречается на сульфидах в виде прозрачных таблитчатых, часто зональных, кристаллов и их сростков (>0.1 мм). Сросток удлинённых кристаллов ангидрита (~0.1 мм) наблюдался на поверхности кристаллов барита.

Руды ст. 34Л176 обладают пористой, ноздреватой, почковидной, концентрически-зональной, дендритовой и ячеистой текстурами и покрыты порошковатыми вторичными сульфидами меди. Для многих образцов характерны параллельные друг другу выступы (карнизы) сульфидов, полости и каналы, инкрустированные кристаллами сульфидов, а также уплощенная морфология. Местами наблюдается зональное строение образцов. Внутренняя пористая зона (мощностью до 6 см) образована дендритами марказита. Ее окружает зона (мощностью 1.5–2 см) с тонкими (~0.3 мм) плотно сросшимися дендритами марказита, направленными в сторону внешней зоны (~0.5 см), которая сложена сливным агрегатом пирита почковидной морфологии.

Марказит слагает дендриты (до 1–1.5 см) из пластинчатых, удлинённо-таблитчатых, копьевидных или короткопризматических кристаллов (~0.1–0.3 мм). Реже наблюдаются сростки из крупных (до 2 мм) пластинчатых кристаллов, часто скелетного облика. Короткопризматические или таблитчатые кристаллы срастаются и образуют почки. Некоторые образцы покрыты коркой удлинённых крупнокристаллических сростков марказита (до 1 мм). Пирит образует тонкозернистые агрегаты и тонко- и мелкокристаллические (до 0.8 мм) сростки кубических кристаллов на агрегатах марказита. Уплощенные образцы с одной стороны покрыты коркой (толщиной 1–1.5 мм) плотных почковидных, местами ячеистых агрегатов зернистого пирита (рис. а). Корки запечатывают дендриты марказита, и рост последних направлен в сторону корок.

Халькопирит наблюдается в виде зернистых агрегатов и редко – в виде частично огранных тетраэдрических кристаллов на кристаллах марказита. Помимо порошковатых агрегатов, вторичные сульфиды меди представлены сростками тонкопластинчатых кристаллов (до 0.5 мм), нарастающими на дендриты марказита. Кристаллы также инкрустируют полости и некоторые крупные каналы диаметром до 1 см. Редко наблюдается барит в виде одиночных прозрачных пластинчатых кристаллов (<0.1 мм) и еще реже – в виде скоплений из розеток (до 1 мм). Шестоватые полупрозрачные кристаллы ангидрита (?) и их сростки (~0.1 мм) установлены на окисленных агрегатах сульфидов и в межкристаллическом пространстве. Тонкие (<<0.1 мм) корки опала редко встречаются на кристаллах марказита.

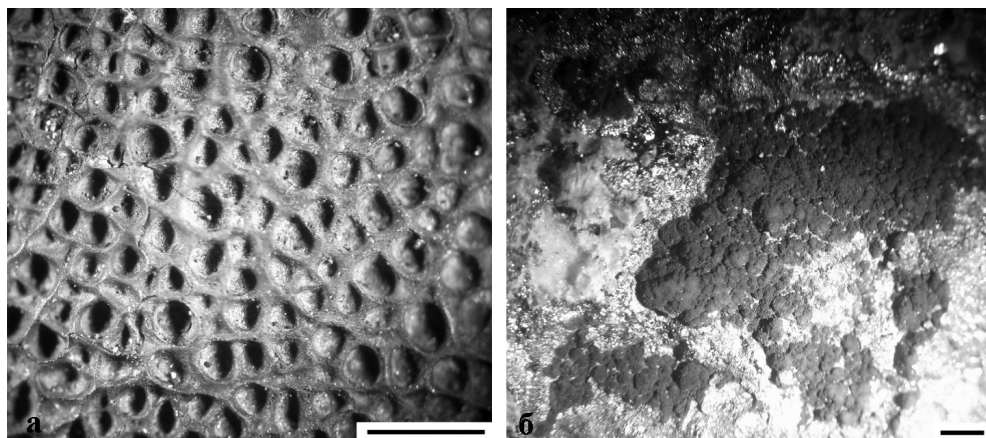


Рис. Микротектурные особенности некоторых сульфидных образцов: а) ячеистая микротекстура пиритовой корки диффузера (обр. 34Л176-1); б) сотовые агрегаты сажистого пирита в обломочных рудах (обр. 34Л95-1). Фото сделаны под бинокляром. Масштабная линейка – 1 мм.

Массивные мелкозернистые пиритовые руды (ст. 34Л93 и 34Л95) характеризуются многочисленными трещинами и пустотами, на стенках которых находятся сростки кубических кристаллов пирита. Местами образцы ст. 34Л95 покрыты тонкой (до 0.1 мм) коркой сливных агрегатов талька (?) белого цвета. В образцах ст. 34Л93 отмечены мелкие почковидные агрегаты пирита, а также интерстициальные кварц и, возможно, хлорит.

Обломочные пиритовые руды (ст. 34Л95) содержат угловатые обломки (от 1 до 7–8 см) массивной, пористой, колломорфной, полосчатой, концентрически-зональной и почковидной текстур с конформными ограничениями. Количество обломков составляет около 90 %. Цемент представлен псаммито-псефитовым сульфидно-кварцевым материалом. В образцах наблюдаются участки сотовой микротекстуры темного цвета размером первые миллиметры, в которых «соты» выполнены тонкодисперсным сажистым пиритом, а перегородки между «сотами» – тонкозернистым пиритом (рис. б). Многие «соты» сохранили внутреннее наполнение – почковидные агрегаты сажистого пирита.

Помимо цемента, кварц редко встречается в виде кристаллических сростков двухголовых кристаллов (до 0.1 мм), приуроченных к трещинам. Опал образует тонкие ($\ll 0.1$ мм) корки из сливных сферолитовых агрегатов с размером отдельных сферул $\ll 0.1$ мм, среди которых иногда наблюдаются кристаллы халькопирита (~0.1 мм). Пустоты и трещины в образцах также заполнены корками из сплошных агрегатов талька белого цвета. Барит встречен в виде сростков мелких (< 0.5 мм) пластинчатых прозрачных кристаллов, которые образуют корки толщиной < 1 мм и нарастают на опал.

Массивные халькопирит-пиритовые руды (ст. 34Л95) сложены пиритом при подчиненном количестве халькопирита. Пирит образует мелкозернистые агрегаты ($\ll 0.1$ мм) и реже – сростки кубических кристаллов (~0.5 мм) в трещинах. Одиночные кристаллы и сростки окисленного халькопирита равномерно распределены в интерстициях пиритовых агрегатов. Изредка наблюдаются неокисленные халькопирит-пиритовые сростки. Пустоты между сульфидами заполнены тальком (?).

Окисленные *гидроксидно-марказитовые руды* (ст. 34Л92) состоят из пористых агрегатов марказита (60 %), гидроксидов Fe (30 %), пирита (5 %) и минералов группы атакамита, арагонита и кварца (5 %). Марказит образует сростки из тонкопластинчатых и копьевидных кристаллов (<0.1 мм), редко микродрозы (1–1.3 мм), и присутствует в виде тонкозернистой массы между кристаллами. Пирит встречается в виде мельчайших (<<0.1 мм) кубических кристаллов, рассредоточенных по поверхности марказита. Гидроксиды Fe образуют порошковатые сростки тонкодисперсных частиц в интерстициях между сульфидами.

На станциях 34Л92 и 34Л95 были подняты окисленные медные руды двух типов. *Пирит-ковеллин-халькопиритовые руды* (ст. 34Л95) – сажистые, пористые, мелко- и тонкокристаллические, разнозернистые, темно-синего до темно-серого цвета из-за широкого развития вторичных сульфидов меди. Руды пронизаны разноориентированными кварц-пиритовыми и пирит-кварцевыми прожилками мощностью до 1.5 см. Главным минералом является халькопирит, представленный сростками тетрагональных кристаллов (до ~0.5 мм) и тонкозернистыми агрегатами в сростании с кварцем. Пирит присутствует в прожилках, образуя зернистые сростки с кварцем, тонкодисперсные агрегаты на кристаллах кварца и, реже, кубические кристаллы размером до 0.7 мм. Местами кварц покрыт тонкой коркой сферических агрегатов белого непрозрачного опала толщиной ~0.1 мм. Марказит встречается редко в виде таблитчатых кристаллов (до 1 мм) на поверхности окисленного халькопирита и ассоциирует с кристаллами пирита. Многие образцы покрыты плотной ноздреватой коркой сливных агрегатов кварца мощностью от 2 мм до 3–4 см, а местами – коркой светло-желтого ярозита (?).

Массивные сфалерит-гидроксидно-халькопиритовые руды (ст. 34Л92) характеризуются зональным строением. Центральная часть образцов мощностью 2–3 см сложена сростками тонкозернистых сульфидов с рыхлыми тонкодисперсными агрегатами гидроксидов Fe. Промежуточная зона представлена частично окисленными плотно сросшимися кристаллами халькопирита мощностью 1.5–3 см. Краевые части образцов мощностью от 1 мм до 1 см выполнены тесно сросшимися однонаправленными кристаллами сфалерита с многочисленными реликтами халькопирита.

Типы минерализованных пород. На ст. 34Л93 были подняты трещиноватые кварцевые метасоматиты с вкрапленностью сульфидов, которые неравномерно распространены в породах: от редко-вкрапленных участков до прерывистых густовкрапленных и массивных агрегатов мощностью до 2.5 см. Сульфиды представлены халькопиритом (~80 %), ковеллином (~10 %) и пиритом (~10 %).

Минерализованные породы ст. 34Л95 представлены сульфидно-талк-карбонат-хлоритовыми, хлорит-сульфидно-кварцевыми, сильно ожелезненными и слабо гематитизированными хлорит-сульфидно-кварцевыми, сульфидно-кварцевыми и гематит-сульфидно-кварцевыми метасоматитами с убогой, редкой, равномерной и густой вкрапленностью сульфидов (местами с массивными сульфидными агрегатами). Главным сульфидом является пирит, который образует тонкозернистые интерстициальные и массивные агрегаты. Реже в трещинах встречаются кристаллические сростки. Халькопирит встречается в пустотах в виде тонкокристаллических сростков с кварцем, покрытых сверху пленкой ковеллина. В гематит-сульфидно-кварцевых метасоматитах обнаружены гнезда окисленного халькопирита размером около 1 см в поперечнике.

Выводы. Отсутствие реликтов вмещающих пород и преобладающие массивные, пористые, колломорфные агрегаты в изученных сульфидных рудах указывают

на их отложение на поверхности морского дна. Некоторые образцы (ст. 34Л176) со специфической зональностью, сильной пористостью, многочисленными параллельными друг другу полостями, разделенными сульфидными выступами-карнизами, и доминирующим дендритовым ростом сульфидных агрегатов позволяют отнести их к разряду диффузеров. Последние также являются неотъемлемой частью сульфидных построек на морском дне как, например, на поле Снейк Пит в Срединно-Атлантическом хребте [Fouquet et al., 1993]. Обломочные пиритовые руды являются продуктами разрушения гидротермально-осадочных руд на поверхности морского дна, и представляют собой элювиальные (неперемещенные с места разрушения) брекчии. Полностью измененные вулканогенные породы с обильной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией отражают масштабную подповерхностную гидротермальную деятельность.

Рейс НИС «Профессор Логачев» был организован ПМГРЭ и финансировался Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии РФ. Участие И. Ю. Мелекесцевой в рейсе было поддержано целевым грантом Президиума УрО РАН в 2011 г. Исследовательская работа поддержана программой Президиума РАН № 23 (№ 12-П-5-1003).

Литература

Габлина И. Ф., Добрецова И. Г., Бельтнев В. Е. и др. Особенности современного сульфидного оруденения в районе 19°15'–20°08' с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 4. С. 506–510.

Fouquet Y., Wafik A., Cambon P. et al. Tectonic setting and mineralogical and geochemical zonation in the Snake Pit sulfide deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23°C N) // *Economic Geology*. 1993. Vol. 88. P. 2018–2036.

Shilov V., Cherkashev G., Bel'tenev V. et al. New hydrothermal field on the Mid-Atlantic-Ridge // *InterRidge News*. 2011. Vol. 20. P. 40–41.

В. М. Николаева¹, О. П. Шилковский^{2,3}, Э. А. Королев²

¹ – Татарское геологоразведочное управление ОАО «Татнефть», г. Казань

² – Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, г. Казань
nau@hotmail.ru

³ – Музей естественной истории Татарстана, Музей-заповедник
«Казанский Кремль», г. Казань

Морфологические особенности пиритовых конкреций среднеюрских отложений Среднерусского моря как отражение просачиваний сероводородных флюидов

В последние десятилетия в публикациях часто упоминаются находки высокотемпературных «черных курильщиков» в отложениях различного возраста [Масленников и др., 2012]. Большая часть из них приурочена к островодужным поясам и рифтовым зонам океанов [Короновский, 1999]. Гораздо меньше известно о холодноводных зонах просачивания, сопровождающихся сульфидообразованием и названных

«сипами» [Bitter et al., 1992]. Можно предположить, что просачивание низкотемпературных сероводородных флюидов имело место во внутриконтинентальных рифтах. Одно из таких предполагаемых мест обнаружено в отложениях среднеюрского возраста (предположительно J₂b–J₂bt) северо-восточной окраины Ульяновско-Саратовского прогиба на границе Татарстана и Ульяновской области [Королев, Николаева, 2012]. Здесь, среди пород терригенно-глинистого комплекса в одном из глинистых слоев установлена обильная пиритовая минерализация протяженностью 5 км вдоль берега р. Волги близи с. Большие Тарханы. В пределах слоя глина и алевролит усеяны многочисленными пиритовыми конкрециями размером 1.0–20.0 см. Центральная часть поля содержит максимальное количество пиритовых конкреций: на квадратный метр площади приходится от 50 до 80 сульфидных образований. По мере продвижения к флангам поля концентрация конкреций уменьшается до 10 шт/м², появляются псевдоморфозы пирита по аммонитам, гастроподам, бивальвиям и костям плезиозавров. На флангах пиритового проявления и в перекрывающих отложениях появляются баритовые и сидеритовые конкреции [Королев и др., 2012].

Значительная часть пиритовых конкреций имеет необычную форму и своеобразную позицию в осадочных слоях. Многие конкреции имеют веретенообразную форму и расположены поперек слоистости. В некоторых из них наблюдаются субвертикальные отверстия – полые каналы, в других по данным томографии выявляются полые каналы, стенки которых покрыты кристаллами пирита. В поперечном срезе конкреции имеют зональное строение: тонкозернистая оболочка и обрастания стенок

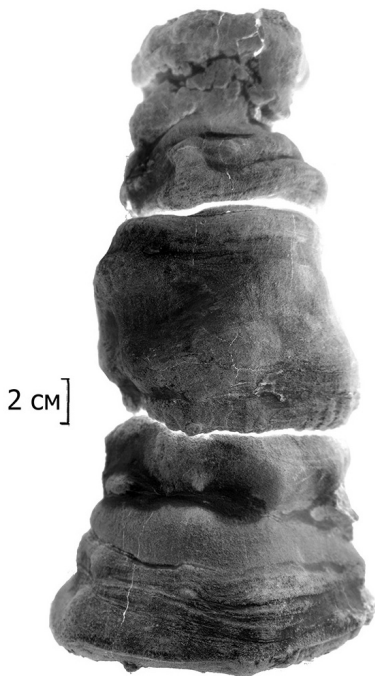


Рис. Колонна пиритовых конкреций.

осевых каналов друзовым пиритом. Нижняя часть «конкреций» имеет форму перевернутого конуса, тогда как верхняя часть – горизонтальная неравномерно волнистая, также как у отложений в грязевых котлах. Предполагается, что основание конуса – место вхождения сероводородного флюида. На поверхности вокруг каналов отмечается шлейф гравитационного растекания минерализованных растворов. На боковой поверхности «конкреций-сифонов» отпечатались косая слоистость. В пиритовом агрегате конкреций сохранились реликты кварцевого песка. Все это указывает на то, что процессы пиритизации происходили в придонных условиях, вероятно, в нелитифицированных глинисто-песчаных илах. Некоторые конкреции сливаются в многоэтажные колонны диаметром до 10–15 см (рис.). Такие колонны свидетельствуют о циклическом поступлении сероводородных флюидов.

В открытых полостях пирит образует относительно крупные (1.0–3.0 мм) кристаллы, инкрустирующие стенки раздувов и трещин усыхания сульфидных илов. Кристаллы представлены гексаэдрами. Поверхности кристаллов пирита осложнены ростовыми дефектами,

среди которых преобладают вицинальные ступеньки и пирамидки, реже – незалеченные ямки. Изучение сколов образцов с помощью автоэмиссионного сканирующего электронного микроскопа (Merlin Carl Zeiss), совмещенного со энергодисперсионным спектрометром, показало, что в сульфидных «конкрециях-сифонах» присутствуют микровключения монацита, барита и пентландита.

Таким образом, особенности формы и строения пиритовых конкреций позволяют предполагать, что они формировались в придонных условиях на пути поступления сероводородных струй на дно Среднерусского моря. Результаты морфологического изучения пиритовых конкреций подтверждают высказанное ранее предположение о существовании в юрских отложениях Ульяновско-Саратовского прогиба очагов разгрузки сероводородных флюидов [Королев, Николаева, 2012].

Литература

Королев Э. А., Николаева В. М. Проявления очагов разгрузок сероводородных флюидов в юрских отложениях северо-восточной окраины Ульяновско-Саратовского прогиба // Ленинградская школа литологии. Мат. Всерос. литологич. совещ., посв. 100-лет. со дня рожд. Л. Б. Рухина. СПб: СПбГУ, 2012. Т. II. С. 249–251.

Королев Э. А., Умарова Н. Н., Хасанов Р. А. и др. Бариты терригенных комплексов верхнеюрских отложений западной части Республики Татарстан // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2012. Т. 154. Кн. 3. С. 173–185.

Короновский Н. В. Гидротермальные образования в океанах // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 10. С. 55–62.

Масленников В. В., Леин А. Ю., Масленникова С. П., Богданов Ю. А. Фанерозойские «черные курильщики» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2012. № 3. С. 153–162.

Bitter P. H., Scott S. D., Schenc P. E. Chemosynthesis: an alternate hypothesis for carboniferous biotas in bryozoan microbial mounds, Newfoundland. Chemosynthesis: geological processes and products // *Palaios*. 1992. Vol. 7. P. 466–484.