

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство науки и образования РФ
Южно-Уральский
государственный университет

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2011**

**РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ
И ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ**
Материалы XVII научной молодежной школы

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS–2011**

**ORE POTENTIAL OF VOLCANOSEDIMENTARY
AND ULTRAMAFIC COMPLEXES**
Materials of the XVII Scientific Youth School

Миасс
2011

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Научное издание. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. 340 с.

ISBN 978-5-7691-2204-0

В сборник вошли материалы XVII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов» (25–29 апреля 2011 г.). Рассмотрены вопросы, касающиеся геодинамических, петрологических, минералогических и геохимических аспектов формирования месторождений полезных ископаемых. Отдельные разделы посвящены месторождениям черных, цветных и благородных металлов в палеоокеанических структурах Урала, Сибири, Кавказа, Алтая, Дальнего Востока, Атлантического и Тихого океанов. В разделе актуальных геолого-минералогических исследований даны результаты изучения рудомещающих комплексов, минералов и месторождений нерудного сырья.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 11-05-06801-моб_г), Президиума УрО РАН и в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК П237) (ЮУрГУ).

Илл. 59. Табл. 39.

Ответственные редакторы:

профессор, д.г.-м.н. В. В. Зайков, к.г.-м.н. И. Ю. Мелекесцева

Члены редколлегии: к.г.-м.н. Н. Р. Аюпова, д.г.-м.н. Е. В. Белогуб, к.г.-м.н. Е. В. Зайкова, профессор, д.г.-м.н. В. В. Масленников, к.г.-м.н. Е. В. Медведева, к.г.-м.н. К. А. Новоселов, д.г.-м.н. В. А. Попов, к.г.-м.н. Н. П. Сафина

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans–2011. Ore potential of volcanosedimentary and ultramafic complexes. Scientific edition. – Miass: IMin UB RAS, 2011. 340 p.

ISBN 978-5-7691-2204-0

Abstracts of the XVII Scientific Youth School «Metallogeny of ancient and modern oceans–2011. Ore potential of volcanosedimentary and ultramafic complexes» (April 25–29, 2011) are collected in this issue. Geodynamic, petrological, mineralogical, and geochemical aspects of mineral deposit formation are reviewed. Separate chapters concerns the geology ferrous, non-ferrous and precious metal deposits in paleoceanic structures of the Urals, Siberia, Caucasus, Altai, Far East, Atlantic and Pacific oceans. Chapter with actual geological and mineralogical researches contains information about non-metallic mineral deposits.

Holding of the School and abstract publishing is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 10-05-06801-моб_г), Presidium of RAS, and in the framework of Federal Targeting Program «Scientific and scientific-educational specialists of the innovative Russia» for 2009–2013 (ГК П237) (South-Urals State University).

Figures 59. Tables 39.

Editors-in-Chief:

V. V. Zaykov and I. Yu. Melekestseva

Editorial board: N. R. Ayupova, E. V. Belogub, V. V. Maslennikov, E. V. Medvedeva, K. A. Novoselov, V. A. Popov, N. P. Safina, E. V. Zaykova

ISBN 978-5-7691-2204-0

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XVII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2011», посвященной вопросам рудоносности разновозрастных осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Школа проводится ежегодно с 1995 г. Институтом минералогии Уральского отделения Российской академии наук (ИМин УрО РАН) и Южно-Уральским государственным университетом (ЮУрГУ, филиал в г. Миассе).

Цель Школы – знакомство студентов и аспирантов с современными принципами металлогенического анализа разновозрастных структур океанического происхождения, достижениями морской и континентальной геологии и геологоразведочного дела. Школа предназначена для координации и повышения эффективности многоуровневой подготовки научных специалистов в области полезных ископаемых из различных вузов и научных организаций геологического профиля России и зарубежных стран. Главной социальной задачей Школы является формирование творческих связей состоявшихся и будущих молодых специалистов и привлечение в науку талантливой молодежи.

За 1995–2010 гг. в Школе участвовало более 900 студентов из 26 российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Челябинского, Южно-Российского технического, Южно-Уральского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского), Казахстана (Рудненского индустриального).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии: академики РАН А. П. Лисицын и В. А. Коротев, член-корреспонденты РАН В. Н. Анфилов, В. Н. Пучков, Е. В. Скляр, академики РАЕН Е. К. Мархинин и Ю. А. Богданов. Из иностранных ученых в работе Школы принимали участие профессор С. Скотт (Канада, Университет Торонто), А. Малахов (США, Университет Гонолулу), Р. Китагава (Япония, Университет Хиросимы), Ф. Баррига (Португалия, Лиссабонский университет), П. Герциг (Германия, Фрайбергская горная академия), П. Нимис (Университет г. Падуа, Италия), Ж.-Ж. Оржеваль (Бюро геологических исследований, Орлеан, Франция).

Особенностью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в Интернет, что позволяет заочным участникам выступать в режиме *on-line*, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях.

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся издание). Данный выпуск содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов по рудоносности гипербазитовых и осадочно-вулканогенных комплексов Атлантического, Тетиса, Палеоуральского и Палеоазиатского океанов. Тематика работ разнообразна – от глобальных проблем тектоники, магма- и рудообразования до тонких минералогических исследований с использованием самых современных методик и аппаратуры. В разделе «Краткие сообщения» опубликованы реферативные сообщения по различным тематикам.

В программу Школы входят экскурсии на месторождения Урала: золото-сульфидное (Буйдинское), марганцевое (Кожаевское), яшмовое (Старомуйнаковское). Неизменным объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений мира.

Финансовая поддержка Школе в 2011 г. оказана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 11-05-06801-моб_г), Президиумом УрО РАН и Южно-Уральским государственным университетом.

**Оргкомитет XVII научной молодежной школы
«Металлогения древних и современных океанов–2011»**

Зайков В. В., д.г.-м.н., профессор, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ – *сопредседатель*
Масленников В. В., д.г.-м.н., профессор, ЮУрГУ, ИМин УрО РАН – *сопредседатель*

Анфилогов В. Н., член-корреспондент РАН, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ

Аюпова Н. Р., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН

Баррига Ф., профессор, Лиссабонский университет (Португалия)

Белогуб Е. В., д.г.-м.н., ИМин УрО РАН – *зам. председателя*

Бортников Н. С., академик РАН, ИГЕМ РАН

Брусницын А. И., д.г.-м.н., Санкт-петербургский государственный университет

Войнов И. В., профессор, ЮУрГУ

Жуков И. Г., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН

Зайкова Е. В., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН – *ученый секретарь*

Коротеев В. А., академик РАН, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Лисицын А. П., академик, ИО РАН, Москва

Мелекесцева И. Ю., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, – *зам. председателя*

Пучков В. Н., член-корреспондент РАН, ИГ УНЦ РАН, Уфа

Симонов В. А., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск

Синяковская И. В., к.г.-м.н., ЮУрГУ

Скотт С., профессор, Университет Торонто (Канада)

Теленков О. С., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН

Чадченко А. В., к.г.-м.н., Учалинский филиал ОАО «Башкиргеология»

Юминов А. М., к.г.-м.н., ЮУрГУ, ИМин УрО РАН

Часть 1. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В. Н. Пучков

*Институт Геологии УНЦ РАН, г. Уфа
puchkv@ufaras.ru*

Пассивные окраины континентов и их полезные ископаемые

Пассивные окраины представляют собой пограничные зоны континентов и океанов, обладающие земной корой переходного типа и не подверженные непосредственному влиянию зон субдукции. Они, как правило, возникают в результате эпиконтинентального рифтогенеза, переходящего затем в океанический спрединг и дрейф континентальных обломков в составе расходящихся литосферных плит. Можно выделить два главных типа окраин: континентальные ограничения океанов атлантического типа и внутренние (приконтинентальные) границы впадин задугового спрединга типа Японского моря. Время заложения этих структур – мезозой и кайнозой.

Принцип актуализма позволял предположить, что реликты более древних континентальных окраин существуют, и их следует искать в палеозойских и более древних складчатых поясах. Автор в начале 1970-х годов первым занялся этой проблемой в глобальном масштабе; решение ее было затем представлено в докторской диссертации и последующих публикациях [Пучков, 1979 и др.].

Современные пассивные окраины. К настоящему времени изучение современных пассивных континентальных окраин демонстрирует значительный прогресс, связанный, прежде всего с тем, что в них сосредоточены огромные запасы углеводородов.

Геоморфологические части зрелой современной пассивной окраины: шельф – континентальный склон – континентальное подножье. По типам осадконакопления им отвечают литорально-неритовая, батинальная и абиссальная зоны. По глубинному строению окраины также образуют триаду, отвечающую, соответственно, континентальной, переходной и океанической коре. Этот тезис находит многочисленные подтверждения в результатах сейсмического профилирования пассивных окраин, драгирования и глубоководного бурения. В последнее время эти материалы дали возможность разделить атлантические континентальные окраины на две разновидности: вулканические и авулканические [Geoffroy, 2005]. Эта идея была развита в последующих обобщающих статьях [Меланхолина, 2008; 2011]: были предложены тектонотипы этих разновидностей и указаны их основные особенности.

Вулканические пассивные окраины. В качестве тектонотипа выбраны противлежащие окраины в Норвежско-Гренландском регионе, первоначально бывшие двумя половинками асимметричного эпиконтинентального рифта [Меланхолина, 2008]. В основании структуры лежат крупные меловые дорифтовые седиментационные бассейны. Развитие событий раскола континента и базальтового магматизма, отличавшегося высокой продуктивностью при кратковременности развития, происходило одновременно. Специфика магматизма связана с активностью мантийного плюма и проявлена в широком распространении плато-базальтовых комплексов на

континенте и в прибрежной части океана; в образовании клиньев наклоненных к океану рефлекторов (SDR, Seeward-Dipping Reflectors), определяемых распространением мощных лавовых серий; в наличии мощной высокоскоростной нижней коры, созданной в результате магматического (базальтоидного) андерплейтинга.

Особенностью опорных разрезов для каждой из противоположащих окраин, когда-то бывших частями единого континента, является двучленное строение вулканических комплексов, с важными геохимическими различиями пород нижней и верхней частей, отвечающих предраскольной и раскольной фазам развития. В начальную фазу намечается выплавление небольших объемов магмы из литосферы. Геохимические особенности верхних частей разрезов связаны с плавлением астеносферной мантии, их изменение в пространстве и во времени позволяет проследить подъем глубинного плюма во время и после раскола континента.

Невулканические пассивные окраины. В качестве тектонотипа [Меланхолина, 2011] избраны сопряженные окраины Иберии и Ньюфаундленда. Их структура на начальной стадии развития также реконструируется в виде асимметричной рифтовой системы. Режим их развития почти полностью амагматичен. По обе стороны океана описаны сходные особенности поперечной зональности, с выделением зон нарушенной континентальной, переходной и океанической коры, субпараллельных окраине. Особое внимание обращают на себя древность подстилающей континентальной коры и субконтинентальной мантии; этапность тектонической и реологической эволюции коры и литосферной мантии; особенности переходной зоны: серпентинизация и эксгумация мантийных перидотитов; их роль в образовании срыва (детачмента) по границе кора-мантия и связанных с ним листрических разломов; асимметрия сопряженных окраин.

Пассивные окраины в цикле Вильсона и слагающие их формации. В основании континентального чехла пассивных окраин, имеющих, как уже отмечалось, рифтогенный характер, могут находиться и отложения предрифтогенного чехла, а на них или непосредственно на кристаллическом фундаменте залегают грабеновые формации. В мезо-кайнозойских окраинах, не завершивших развитие в рамках цикла Вильсона, на сейсмопрофилях различимы и сами грабены. Грабеновые формации представлены грубообломочными осадочными и вулканогенно-осадочными породами; последние имеют характерные черты эпиконтинентальных рифтовых. При благоприятных климатических условиях в грабенах и наследуемых полузакнутых осадочных бассейнах формируются озерные отложения с высоким содержанием органики, а также эвапориты, впоследствии образующие диапировые структуры. Выше залегают чехол, представленный на шельфе преимущественно слоистыми карбонатными и терригенными породами, причем в терригенных породах преобладает олигомиктовая составляющая. Вблизи бровки шельфа в периоды регрессий и относительно стабильного положения уровня моря образуются барьерные рифы (на Урале – преимущественно от позднего ордовика до раннего девона). Батиальные и абиссальные осадки внешней части окраины представлены флишоидными олигомиктовыми терригенными породами (нередко очень мощными вследствие лавинной седиментации); в периоды обширных трансгрессий, когда поступление терригенного материала с континента ограничено, они сменяются конденсированными сланцевыми, кремнисто-сланцевыми (часто черносланцевыми) формациями. Нередки подводные размывы, связанные как со склоновыми суспензионными потоками, образующими каньоны, так и с контурными течениями. В случае, если пассивная окраина попадает в коллизионные условия, цикл Вильсона завершается в ней формированием мощного грау-

ваккового флиша и последующими складчато-надвиговыми деформациями [Пучков, 1979; Puchkov, 2002].

Металлогения пассивных окраин. Сравнение мезо-кайнозойских и более древних окраин. Если месторождения углеводородного сырья наиболее богато представлены на мезо-кайнозойских континентальных окраинах, – причем преимущественно пассивных [Хаин, Полякова, 2008] – а в складчатых поясах они разрушаются и сохранены в сильно редуцированном виде, то месторождения твердых полезных ископаемых зачастую «зреют» в течение всего цикла Вильсона (и быть может, повторного), и вскрываются, становятся доступными только после эрозии орогена. Другой разновидностью богатых полезных ископаемых современных пассивных окраин являются морские россыпи, имеющие иногда гигантские запасы. При этом на пассивных и активных окраинах формируются разные типы россыпей: на пассивных – преимущественно полиметаллические (с запасами до 10 млн т), есть титан-циркониевые (Западная Австралия), алмазные (Намибия), тогда как на активных – меньшие по размерам титаномагнетитовые, золотосные, касситеритовые, магнетит-хромитовые [Аксенов, 1995]. В складчатых поясах их роль значительно более скромна из-за условий обнаженности и доступности.

Металлогения докембрийских пассивных окраин на примере тиманид и байкалид. Автор уже высказывал предположение, что в рифее экстерниды тиманид представляли собой на определенном этапе пассивные окраины, что подкрепляется данными о фациальных переходах от шельфовых отложений к батиальным [Пучков, 2010]. Совсем недавно [Evans, Mitchell, in press] показали, что континенты Лаврентия, Балтика и Сибиря 1750 миллионов лет тому назад были тесно пространственно связаны в составе суперконтинента Нуна. Распад его начался примерно 1380 млн лет тому назад с образованием грабенов и вулканизмом (машакская свита, на Южном Урале; силлы Мидсоммерсо, вулканы Зиг-Заг Дал и дайки Виктория Лэнд на севере Гренландии). С определенным запозданием (1270 млн лет) рифтогенез распространился на север Лаврентии, окончательно отделив от нее континент Сибирю. Рифтогенез перешел в спрединг с образованием Печорского и Азиатского океанов и соответствующих пассивных окраин. Впоследствии процессы коллизии привели к образованию тиманид Урало-Тиманского региона [Пучков, 2010] и байкалид Циркумсибирского пояса. Как указывает В. А. Верниковский, во всем обрамлении Сибири, от Таймыра до Забайкалья, установлены офиолиты и островные дуги с возрастом 1000–960 млн лет, и поэтому можно предположить, что трансформация пассивной континентальной окраины этой части Сибири в активную происходила в этот период.

Развитые на Южном и Среднем Урале расслоенные рифейские мафит-ультрамафитовые интрузии рифтогенного типа содержат ильменитовые и/или титаномагнетитовые залежи (Кусинско-Копанская группа интрузий; Юбрьшка); высокоглиноземистые хромиты с МПГ (Сарановская группа массивов). Осадочные комплексы протерозоя на Южном Урале достигают мощности 15 км и образуют породный бассейн, в котором имели место процессы катагенеза и отделения разогретых элизийных вод, а также неоднократно повторенные процессы рифтогенеза, с чем связывается присутствие здесь целого ряда стратиформных эпигенетических, гидротермально-осадочных и низкотемпературных гидротермальных месторождений; среди них наиболее яркими являются Саткинское (магнетиты), Бакальское (сидериты), Суранское (флюоритовое) и более мелкие месторождения того же типа в карбонатных толщах нижнего и среднего рифея. В последнее время развивается идея о первично-эвапоритовом генезисе магнезитов [М. Т. Крупенин, устное сообщение]. Имеется

также серия небольших баритовых, барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений и рудопроявлений – возможно, седиментационно-экспозиционного типа, с последующим наложением гидротермальных процессов (например, Кужинское, Аршинское) [Пучков, 2010 и ссылки в этой работе].

В Башкирском антиклинории известны жильные золото-сульфидно-кварцевые месторождения Верхнеавзянской группы в рифейских сланцах (Калашникова жила, Рамеева жила, Кургашлинское и др.). Однако, отмечается, что примерно в той же полосе, а также по западной и северной периферии Белорецкого купола черные измененные зеленосланцевые породы нижнего – среднего рифея на юге Урала содержат золотую, золото-платиновую, палладий-золото-редкометалльную минерализацию [Ковалев, Мичурин, 2005; Сначев, Пучков, 2010]. Золото-платиновое оруденение обнаружено также в цементе машакских конгломератов [Ковалев, Высоцкий, 2004].

Недавно была сдана в журнал «Литосфера» статья В. Н. Сазонова с коллегами о черносланцевых месторождениях СНГ и Урала. На основе анализа большого опубликованного и оригинального материала даны типы золотой минерализации и показаны основные особенности строения и эволюции золоторудных объектов – «колоссов», таких как Мурунтау, Сухой Лог и др. Среди этих особенностей – невысокие содержания золота при огромных масштабах оруденения, многоэтапность (многоуровневость) развития, с накоплением золота и платиноидов на каждом этапе, обязательное присутствие и даже превалирующее значение эндогенного рудного компонента над осадочным, метасоматоз и зеленосланцевый метаморфизм, приуроченность к тектонически ослабленным зонам и структурам купольного характера, участие вулканизма и гранитоидного магматизма и др. Проведенный анализ дает основу для оценки перспектив Урала на оруденение соответствующего типа. В качестве эталона объектов суходожского типа выбрана Ашкинская рудная зона на Среднем Урале, с одноименным месторождением Au и PGE. Показано, что она вполне соответствует выбранному типу, хотя и несопоставима по масштабу с гигантами. Добавим, что и Мурунтау, и Сухой Лог, и Ашкинское принадлежат древним пассивным континентальным окраинам, прошедшим полный цикл Вильсона (а может быть, не один) от рифтогенеза до коллизии.

Металлогения палеозойской пассивной окраины на примере западного склона Урала; аналогии с другими пассивными окраинами. Уральская пассивная окраина заложилась в конце кембрия–ордовике и прошла полный цикл Вильсона. Накоплению ордовикских осадочных и вулканогенных комплексов предшествовал процесс длительной эрозии, *пенеппенизации*, выветривания и образования россыпей. Положение Балтики в низких широтах способствовало этим процессам. Коры выветривания с золотой минерализацией и концентрациями Be, Ge, Ga и P3Э и ордовикские конгломераты, содержащие золото (древние россыпи?) найдены на севере Урала; эти типы минерализации заслуживают большего внимания в будущем. Металлогения ордовикского эпиконтинентального *рифтогенеза*, который последовал за образованием кор выветривания в основании рассматриваемого этажа, представлена медистыми песчаниками и барит-полиметаллическими стратиформными месторождениями, ассоциирующими с ордовикскими вулканидами: Саурейское Cu-Zn, Тайкеу Ва-полиметаллическое, Манитаньрдское и Косьюнское медистых песчаников на западном склоне Приполярного и Полярного Урала. На западном склоне Среднего Урала сюда относятся стратиформные полиметаллические и медно-полиметаллические проявления Уфалейского поднятия [Пучков, 2010, ссылки в этой работе и рис. 40].

В классических областях проявления мезо-кайнозойского рифтогенеза, приводившего к возникновению окраин атлантического типа, происходит образование кимберлитов и карбонатитов. На Урале такие проявления известны. Это Верхнепечорское, Хартесское, Сертыньинское местонахождения кимберлитов, с единичными находками алмазов. Субщелочной магматизм и образование карбонатитов на Среднем Урале привели к формированию редкометалльных (Ta, Nb) месторождений и рудопроявлений (Вишневогорское, Потанинское, Сибирка и др.), а также отчасти – камнесамоцветного сырья, связанного со щелочными породами в Ильменском заповеднике. Общий характер комплекса позволяет отнести его с полным основанием к УЩК-типу. Аналогичные объекты имеются и на современных окраинах атлантического типа (например, Монтерегийская группа интрузий); их образование можно связать с действием плюмов [Пучков, 2010 и ссылки в этой работе].

В осадочных разрезах *зрелой пассивной континентальной окраины* грубые терригенные и вулканогенные рифтовые формации сменились в ордовике чисто осадочными формациями, демонстрирующими фациальный переход от шельфа к континентальному склону и подножью. Шельфовые осадки содержат (или производили) углеводороды (Вуктыл); в них происходило образование угля (Кизеловский бассейн), небольших стратиформных Cu-Zn проявлений (Илычские, Кожымские), бокситов (ЮБР). В батиальных осадках наиболее показательными являются Хойлинское (Ba) и Парнокское (Mn, Fe) месторождения Лемвинской зоны. Оба могут рассматриваться как эксфильтрационные и имеют стратиформный характер. Вместе с тем нельзя пройти мимо того факта, что эти месторождения и аналогичные рудопроявления сосредоточены в обогащенных полезным компонентом «геохимических горизонтах» глубоководных отложений, которые тем самым демонстрируют свою геохимическую специализацию. Была показана роль холодных метановых «сипов» в отложении барита глубоководных континентальных окраин [Пучков, 2010 и ссылки в этой работе].

В заключение следует сказать, что если сравнивать месторождения Уральской пассивной окраины с месторождениями пассивных окраин варисцид, начиная от рифтовой стадии до предколлизионной, то там рифтово-энсиалическая колчеданная и стратиформная полиметаллическая составляющие проявились значительно ярче. Это колчеданы Пэрис Маунтин и штокверковая минерализация бассейна Уэльса, многочисленные Zn-Pb стратиформные месторождения Ирландии и Германии (Раммельсберг и др.), Пиренеев и Сардинии [Серавкин, Пучков, 2009].

Литература

- Аксенов А. А. Полезные ископаемые шельфа. СПб.: Наука, 1995. 243 с.
- Ковалев С. Г., Мичурин С. В. Геология и геохимическая специализация сложно дислоцированных углеродсодержащих толщ западного склона Южного Урала // Литология и полезные ископаемые, 2005. № 3. С. 281–291.
- Ковалев С. Г., Высоккий И. В. Новый тип оруденения в докембрийских конгломератах западного склона Южного Урала // ДАН, 2004. Т. 395. № 4. С. 503–506.
- Меланхолина Е. Н. Тектонотип вулканических пассивных окраин в Норвежско-Гренландском регионе // Геотектоника, 2008. № 3. С. 73–97.
- Меланхолина Е. Н. Тектонотип невулканических пассивных окраин в регионе Иберии–Ньюфаундленда // Геотектоника, 2011. № 1. С. 80–105.
- Пучков В. Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Сначев А. В., Пучков В. Н. Первые находки палладий-золото-редкометалльной геохимической ассоциации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Доклады АН, 2010. Т. 433. № 1.

Серавкин И. Б., Пучков В. Н. Сравнение металлогении уралит и варисцид Западной и Центральной Европы в геодинамическом контексте // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2009. № 14. С. 27–34.

Хаин В. Е., Полякова И. Д. Крупные и гигантские углеводородные скопления в переходной зоне континент-океан // Геотектоника, 2008. № 3. С. 3–17.

Evans D. A. D., Mitchell R. N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*, Article ID: G31654, 2011 (in press).

Geoffroy L. Volcanic passive margins // *C. R. Geoscience*, 2005. Vol. 337. P. 1395–1408.

В. В. Масленников, С. П. Масленникова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mas@mineralogy.ru

Типохимизм сульфидов как отражение условий колчеданообразования в океанических и островодужных структурах

Изучение типохимизма сульфидов колчеданных месторождений имеет многолетнюю историю. Во многих работах на основе микрорентгеноспектрального и лазерного спектрального анализа зерен отмечалось, что каждый сульфид характеризуется своими элементами-примесями, концентрации которых во многом зависят от условий минералообразования [Еремин, 1983; Викентьев, 2004; Молошаг, 2009]. Основные результаты были получены по элементам-примесям, достигающим значительных концентраций в сульфидах (0.1 мас. %): Cd и Fe – в сфалерите, Se – в халькопирите, Co, Ni и As – в пирите. Интересными являются результаты протонного микронзондового анализа, чувствительность которого по отдельным элементам-примесям достигает 10^{-3} % [Huston et al., 1995]. Полноценное изучение типохимизма сульфидов стало возможным с появлением и революционным развитием масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС). Высокая чувствительность метода (мг/т) и воспроизводимость количественных результатов анализа большинства рассеянных элементов в сульфидах подтверждены несколькими специализированными работами [Danyushevskiy et al., 2011]. Метод успешно применен для изучения геохимической зональности труб современных и древних «черных курильщиков» и определения на этой основе палеотемпературной геохимической дифференциации при донном гидротермальном колчеданообразовании [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009]. В последнее время получены первые данные о зависимости состава халькопирита сульфидных труб «черных курильщиков» от составов рудовмещающих комплексов [Масленников и др., 2010]. В развитие этих исследований методом ЛА-ИСП-МС изучен типохимизм не только халькопирита, но и пирита, и сфалерита современных и древних (Урал, Рудный Алтай, Понтиды, Хокуроко) «черных курильщиков», продуктов их разрушения и преобразования.

Колломорфный пирит, образующий оболочки труб, по сравнению с другими сульфидами и разновидностями пирита, характеризуется повышенными содержаниями большинства из проанализированных элементов-примесей: Mn, Tl, Pb, Ni, Au, Ag, As, Sb, за исключением Se. Сфалерит как в оболочках, так и в каналах труб, традиционно концентрирует Cd, Mn, Fe, иногда Co, Hg как изоморфные примеси, а также Cu, Pb, As, Sb в виде включений сульфидов и сульфосолей. Для высокотемпературного халькопирита, нарастающего на внутренние стенки труб, типичными элементами примесей являются Se, Sn, иногда Te, Bi, Co, Au, Ag. Низкотемпературный халькопирит оболочек труб наследует от замещенного колломорфного пирита низкие содержания Se и повышенные – Mn и Tl. Вместе с тем, концентрации элементов-примесей в изученных сульфидах значительно варьируют и находятся в зависимости от составов рудовмещающих формаций.

Микропримеси в сульфидах характеризуются закономерными изменениями в ряду колчеданоносных формаций от ультрамафитовых к базальтовым, риолит-базальтовым, базальт-риолитовым и риолит-дацитовым. В колломорфном пирите последовательно увеличиваются концентрации As, Au, Sb, Tl, Pb, Bi, Ni. В эвгдральном пирите снижаются содержания Co и нарастают содержания Ni и Se. В сфалерите растут содержания Hg, Ag, при заметном уменьшении концентраций Co и Fe. В этом же ряду, в халькопирите «черных курильщиков» снижаются содержания Se, Co, Te и возрастают концентрации Bi, Ag, As, Sb, Pb. Максимальные содержания Te, Bi, Au отмечаются для «черных курильщиков» середины формационного ряда, ассоциирующих с риолит-базальтовыми и, в меньшей степени, с базальт-риолитовыми формациями. Общий тренд включает уменьшение концентраций Fe, Co при возрастании роли летучих компонентов: Sb, As, Au, Ag. Это согласуется с положениями флюидно-магматической модели колчеданообразования, предсказывающей нарастание роли летучих компонентов к концу формационного ряда. В то же время, эти данные согласуются с изменениями состава элементов-примесей в рудовмещающих породах, в соответствии с рециклинговой моделью колчеданоносной гидротермальной ячейки.

Предполагается, что эволюция гидротермальных систем базальтоидных формаций связана не только с нарастанием роли кислых вулканитов, но и последовательным кислотным выщелачиванием минералов-носителей определенных элементов-примесей в ряду: оливин (Fe, Co, Ni) – пироксен (Fe, V) – роговая обманка (Bi) – полевые шпаты (Ba, Pb, Tl). В связи с этим, незрелые гидротермальные системы формируют «черные курильщики», богатые Fe, Co, а зрелые гидротермальные системы обеспечивают высокую концентрацию Ba, Pb и Tl. Скорость «созревания» гидротермальных систем, в свою очередь, находится в зависимости от количества кислых вулканитов. Однако, для некоторых элементов (Se, Te), не специализирующихся на каких-либо породах, зависимость их содержаний в «черных курильщиках» от составов вмещающих формаций может быть объяснена влиянием разных по составу пород на физико-химические параметры колчеданоносных флюидов. Ультрамафиты, базальты и углеродистые отложения буферизуют окисление восстановленных флюидов, и в восстановительных условиях Se^{2-} концентрируется в халькопирите. Напротив, кислые вулканиты не препятствуют окислению флюидов при взаимодействии их с морской водой. По мере нарастания количества кислых вулканитов концентрации Se в халькопирите «черных курильщиков» уменьшаются, окисленные формы рассеиваются или переходят в состав пирита в виде $(Se^{\cdot-})_2$. Умеренно восстановительные условия, оптимальные для отложения теллуридов, обеспечиваются промежуточными буферизующими свойствами пород риолит-базальтовой формации. Появление ано-

мального Ni, не свойственного кислым вулканитам, в пирите «черных курильщиков», залегающих на риолитах и дацитах, связано с относительным увеличением фугитивности серы или с падением температуры минералообразования [Еремин, 1983].

Одной из проблем интерпретации типохимизма сульфидов «черных курильщиков» в рамках рециклинговой модели является разная степень обогащения их химическими элементами, содержания которых считаются равными в различных по составу вулканитах. К таким элементам, например, относятся Se и Te, средние концентрации которых во всех типах магматических и вулканогенных пород вне зависимости от их состава принимаются, примерно, (г/т) $5 \cdot 10^{-6}$ и $1 \cdot 10^{-7}$ соответственно [Войткевич и др., 1990]. В большинстве «черных курильщиков» содержания Se превосходят содержания Te на один-два порядка так же, как это наблюдается во вмещающих породах, что может свидетельствовать в пользу рециклинговой модели. Исключение составляют «черные курильщики», ассоциирующие с риолит-базальтовой формацией Урала, в которых отношение Se/Te значительно варьирует и может быть существенно меньше 50. Очевидно, дифференциация этих элементов в гидротермальной системе – процесс более сложный, чем простое выщелачивание из вмещающих пород и полное отложение в составе «черных курильщиков».

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 $H_2S > H_2Se > H_2Te$. Процессами опережающего 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 с морской водой [Maslennikov et al., 2009]. Очевидно, уменьшение содержаний Se в халькопирите «черных курильщиках» в пределах выделенного нами формационного ряда связано с нарастанием степени окисления H_2Se по мере уменьшения содержаний ультрамафитов и базальтов – горных пород, буферирующих окислительное воздействие морской воды. Исключение представляют палеокурильщики, сформированные на риолит-дацитовых комплексах, содержащих углеродистые отложения (Николаевское месторождение на Рудном Алтае, Сафьяновское на Урале). Содержания Se в халькопирите этих курильщиков иногда выше, чем в халькопирите «черных курильщиков», формирующихся на ультрамафитовом или базальтовом основании современных COX. Очевидно, органическое вещество так же, как и Fe^{2+} сдерживало процессы окисления H_2Se .

Теллур, в отличие от Se, предпочтительно образует собственные минералы – теллуриды, отлагающиеся в умеренно восстановительных условиях [Afifi et al., 1988]. В связи с этим, более сложный характер распределения Te объясняется не только степенью окисления H_2Te и HTe^- в недрах гидротермальной системы, но и зависит от окислительно-восстановительных условий отложения теллуридов. Такие оптимальные условия существовали при формировании колчеданных месторождений Урала, сформированных на риолит-базальтовом основании. Эти колчеданные месторождения так же, как и трубы «черных курильщиков», характеризуются аномальными содержаниями теллуридов. H_2Te , по-видимому, почти полностью окислялся, не достигая поверхности дна в слабо восстановительных и окислительных условиях колчеданосных гидротермальных систем риолит-дацитовых комплексов месторождений куроко типа.

Аналогичная проблема связана с выяснением причин концентрации золота. Вариации содержаний золота в «черных курильщиках» объясняются различиями в

буферирующих свойствах вмещающих пород. В частности, указывается, что сильно восстановительные флюиды, насыщенные Fe^{2+} за счет выщелачивания базальтов, обладают меньшей способностью к переносу $\text{Au}(\text{HS})^{-2}$, по сравнению с флюидами гидротермальных систем риолит-дацитово́й формации, характеризующимися менее восстановительными свойствами [Glasby, 2003]. К этому следует добавить, что в редких случаях концентраторами золота являются также «черные курильщики», сформированные на базальтовом основании зрелых (ТАГ) и затухающих (Менез Гвен) гидротермальных систем [Леин и др., 2010]. Очевидно, в этих гидротермальных системах подрудные базальты в результате длительных преобразований утратили большую часть фемических минералов, сдерживающих окисление флюидов. Косвенно об этом свидетельствует золото-теннантит-борнитовая ассоциация, более характерная для «черных курильщиков», сформированных на риолит-дацитовых комплексах. Наиболее продуктивными на золото-теллуридные ассоциации, в связи с этим, оказываются колчеданные месторождения уральского типа, сформированные на риолит-базальтовом основании в переходных умеренно-восстановительных физико-химических условиях [Молошаг и др., 2002].

Установленные зависимости открывают перспективы для определения условий формирования глубинных частей рудовмещающих комплексов и зрелости гидротермальных систем по минералого-геохимическим особенностям «черных курильщиков».

Работы выполнялись по программе Президиума РАН № 17 (№ 09-П-5-1023). Авторы благодарят профессоров Р. Ларжса и Л. Данюшевского за помощь при выполнении ЛА-ИСП-МС анализов.

Литература

Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных месторождений Урала. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

Войткевич Г. В., Кокин А. В., Мирошников А. Е., Прохоров В. Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.

Еремин Н. И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М: МГУ, 1983. 256 с.

Леин А. Ю., Богданов Ю. А., Масленников В. В. и др. Сульфидные минералы нерудного гидротермального поля Менез Гвен (Срединно-Атлантический хребет) // Литология и полезные ископаемые, 2010. № 4. С. 343–362.

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.

Молошаг В. П., Грабежьев А. И., Гуляева Т. Я. Условия образования теллуридов в рудах колчеданных и медно-золото-порфириновых месторождений Урала // ЗВМО, 2002. Ч. СХХХI. № 5. С. 40–54.

Молошаг В. П. Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала // Литосфера, 2009. № 2. С. 28–40.

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.

Danyushevskiy L., Robinson P., Gilbert S. et al. Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: Standart development and consideration of matrix effect // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 2011. Vol. 11. P. 51–60.

Huston D. L., Sie S. H., Suter G. F., et al. Trace elements in sulfide minerals from Eastern Australia volcanic-hosted massive sulfide deposits: Part I. Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and part II: Selenium levels in pyrite: Comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implication for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems // *Economic Geology*, 1995. Vol. 90. P. 1167–1196.

Glasby G. P., Notsu K. Submarine hydrothermal mineralization in the Okinawa Trough, SW of Japan: an overview // *Ore Geology Reviews*, 2003. Vol. 23. P. 299–339.

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

Р. В. Голева

*Всероссийский научно-исследовательский институт
минерального сырья им. Н. М. Федоровского, г. Москва
vims@df.ru*

Глубоководные полиметаллические сульфиды Атлантического и Тихого океанов: результаты работ производственных российских геологов

Впервые под флагом России парусники «Надежда» под командованием И. Ф. Крузенштерна и «Нева» под командованием Ю. Ф. Лисянского пересекли экватор в Атлантическом океане 14 ноября 1803 г., а в феврале 1804 г., обогнув Южную Африку, вышли в Тихий океан. Спустя без малого 200 лет человечество уже осуществляет конкретные геологоразведочные работы по подготовке к освоению твердых полезных ископаемых дна Мирового океана (железомарганцевые конкреции, кобальтоносные рудные корки и глубоководные полиметаллические сульфиды). Отличительная черта современности – это трансформация структуры мировой минерально-сырьевой базы, которая из сугубо континентальной превращается в общепланетарную. Природные ресурсы дна Мирового океана будут определять дальнейшее развитие мировой цивилизации [Гидротермальные..., 1992; Авдонин и др., 2000; Андреев и др., 2006; Голева, 2010].

30 апреля 1981 г. принята Конвенция ООН по морскому праву, а 16 мая 1988 г. была удовлетворена российская заявка и выдан сертификат на изучение и подготовку к освоению месторождений железомарганцевых конкреций на площади 75000 км² в зоне Кларион-Клипертон Тихого океана. Россия в настоящее время подготавливает заявку на изучение и освоение кобальтоносных рудных корок Магеллановых гор (Тихий океан).

В 2010 г. Международным органом по морскому дну ООН принята заявка России на утверждение плана работ по разведке глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) в осевой рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ). Отечественные геологоразведочные работы на ГПС проводятся более 25 лет специалистами Полярной экспедиции (ФГУНПП «ПМГРЭ», г. Ломоносов) и ФГУП «ВНИИОкеангеология» (г. Санкт-Петербург) в осевой зоне САХ. Российскими геологами здесь выявлено

7 рудных объектов (рис.): рудные узлы Логачев (14°45' с.ш.) с двумя рудными полями Логачев-1 и Логачев-2 (1993–1994 г.), Ашадзе (12°58' с.ш.) с рудными полями Ашадзе-1, -2, -3 и -4 (2003 г.), Семенов (13°31' с.ш.) с четырьмя рудными полями – Семенов-1, -2, -3, -4 (2007 г.), рудные поля Краснов (16°38' с.ш., 2004 г.) и Зенит-Виктория (20°08' с.ш., 2008 г.), рудопроявление (24°30' с.ш., 1988) и рудная постройка (26°08' с.ш.). В последнем экспедиционном вояже открыто рудопроявление Питерское.

В осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП, 13° с.ш.) известно около 80 сульфидных рудопоявлений, в 24-х из них процесс рудообразования продолжается в настоящее время. В экспедиционных рейсах ГНЦ ФГУПП «Южморгеология» на НИС «Геленджик» в пределах Северного и Южного фрагментов осевого грабена ВТП с 17 станций грейдером с телевизионной установкой, фотографированием с локацией бокового обзора комплексами «Океан» и МАК-1 были подняты представительные пробы сульфидных руд [Авдонин и др., 1993].

Геологической службой России к настоящему времени завершен плодотворный прогнозно-поисковый этап изучения и подготовки к освоению ТПИ, в том числе ГПС, Мирового океана, что должно обеспечить стране на долгосрочную перспективу решение минерально-сырьевой проблемы, а также укрепление геополитического влияния при распределении ресурсного потенциала в мировом масштабе. Лидирующая позиция России в части успехов в прогнозно-поисковых работах на ГПС признается международным сообществом. Принятие МОМД ООН заявки России на утверждение плана работ по разведке ГПС означает необходимость перехода российских геологоразведочных работ к решению задач разведочной стадии. Это потребует разработки методологии оценки качества рудных залежей и принципов количественной оценки запасов.

Рациональные комплексы современных аналитических и минералого-геохимических методов для оценки качества рудных залежей глубоководных полиметаллических сульфидов были разработаны при изучении проб с Восточно-Тихоокеанского поднятия. Использовался комплекс методов, созданный в ФГУП «ВИМС» для сложных руд континента (урановых, бокситовых, редкометалльных и др.). Комплекс включает современные варианты оптических методов, качественный и количественный РФА, микрорентгеноспектральный электронно-зондовый анализ, все виды электронной микроскопии с микродифракцией, люминесцентные методы, ИКС, ЯГРС, ДТА, а также масс-спектральный с индуктивно-связанной плазмой, атомно-абсорбционный и другие анализы [Нормативно-методическая..., 2000].

Подходы к количественной оценке океанических сульфидных рудных залежей (прогнозные ресурсы, запасы) в настоящее время затруднительны из-за невозможности определить глубину распространения оруденения в океане. Кроме того, рудная масса пронизана многочисленными каналами и пустотами, количество которых однозначно оценить весьма сложно. Рудные залежи представлены разными морфологическими типами: курильщички (действующие и потухшие), пластообразные залежи сульфидов, развалы сульфидных руд, штокверкообразные руды в базальтовом основании, металлоносные осадки и т.д. Поэтому для количественной оценки руд необходимо разработать критерии их типизации и систематизации, а также обеспечить представительность опробования, для чего следует организовать специальные научно-методические исследования.

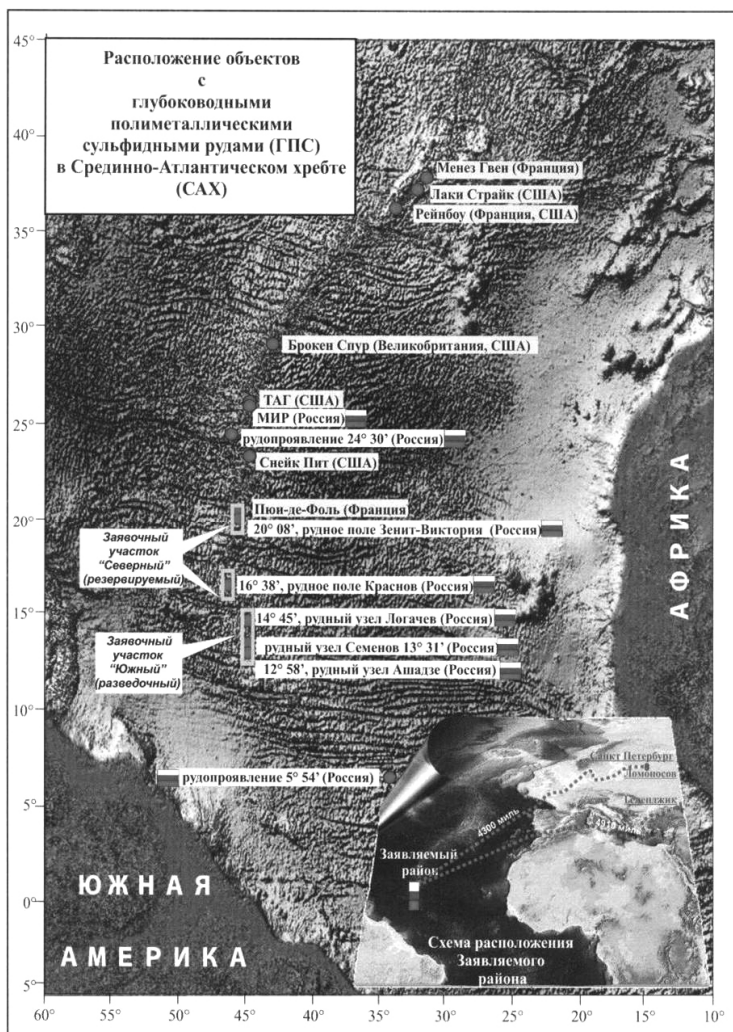


Рис. Расположение объектов с глубоководными полиметаллическими сульфидными рудами (ГПС) в Срединно-Атлантическом хребте (САР) с двумя заявочными участками: Северный (резервируемый) и Южный (разведочный).

Использование комплекса современных лабораторных аналитических и минералого-геохимических методов при изучении сульфидов ВТП позволило выделить в них несколько парагенетических минеральных ассоциаций:

- первичные руды, отлагающиеся из гидротермальных растворов, сложенные пиритом, марказитом, сфалеритом, вюртцитом, халькопиритом (основные минералы), арсенопиритом, галенитом, никелином, молибденитом, Au и Ag;
- минералы зоны вторичного обогащения: ковеллин, борнит, халькозин;
- минералы специфической подводной зоны окисления, которая отличается от зоны окисления континентальных колчеданных месторождений широким развитием

сульфатов, хлоридов, иодидов и бромидов металлов (бонатит, халькантит, атакамит, кераргерит и др.), а также гидроокислов железа и карбонатов;

– ассоциация нерудных минералов разного происхождения: опал, барит, ангидрит, которые слагают тела курильщиков, а также монтмориллонит, каолинит и тальк – продукты осадконакопления;

– ассоциации минералов в околорудно-измененных базальтах (хлорит, эпидот).

Потенциальные ресурсы ГПС Мирового океана по отношению к ресурсам суши составляют: Cu – примерно 20 %, Zn – 25–30 %, Ag – превосходят в 1.2 раза, Au – достигают одной трети. Предварительные расчеты показывают, что при организации разработки глубоководных сульфидов в объеме 1.5 млн т руды в год доли извлеченных металлов (Zn, Ag, Cu) в общем объеме мировой добычи могут составить 0.5–5, 0.5–2 и 0.5–1 % соответственно [Андреев и др., 2006]. ГПС океана включают также комплекс попутных полезных компонентов: Co, Ge, Zn, Mo, Sb, As, Bi, Se, Cd и др.

Исследования недр морского дна – это огромный источник информации для развития фундаментальных проблем геологии, геотектоники, геофизики, геохимии и металлогении, связанных с изучением геологического строения нашей планеты, что важно для России с ее традиционно передовыми позициями в развитии фундаментальных наук.

Литература

Авдонин В. В., Голева Р. В., Дубинчук В. Т. и др. Сульфиды Восточно-Тихоокеанского поднятия. М.: ВИМС, 1993. 154 с.

Авдонин В. В., Кругляков В. В., Пономарева И. Н. и др. Полезные ископаемые Мирового океана. М.: МГУ, 2000.

Андреев С. И., Голева Р. В., Юбко В. М. Экономические и геополитические аспекты проблемы освоения минеральных ресурсов Мирового океана // Минеральные ресурсы России. Экономика и Управление, 2006. № 3. С. 72–78.

Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана / Под ред. И. С. Грамберга и др. СПб.: Недра, 1992. 277 с.

Голева Р. В. К проблеме изучения и освоения минерально-сырьевых ресурсов Мирового океана // Рациональное освоение недр. 2010. № 1. С. 53–61.

Нормативно-методическая документация по аналитическим, минералогическим и технологическим исследованиям. Справочник. М.: ВИМС, 2000.

В. А. Симонов

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

Физико-химические параметры эндогенных флюидных систем в Южной Атлантике

Гидротермальные рудообразующие системы в Атлантическом океане привлекают к себе пристальное внимание. При этом основной объем информации поступает в результате исследования сульфидных построек, находящихся на поверхности дна океана. В то же время, большое значение имеют процессы, происходящие в эндоген-

ных условиях и оказывающие во многих случаях решающее влияние на формирование рудных залежей. Исследования образцов, собранных в районе Буве [Пейве и др., 1994; Симонов и др., 1997; Мерзляков и др., 1998], позволили выяснить условия образования эндогенных флюидных систем в Южной Атлантике. Физико-химические параметры гидротермальных процессов были установлены с помощью анализа флюидных включений в минералах. Включения исследовались по методике, описанной ранее [Борисенко, 1977; Ермаков, Долгов, 1979; Симонов, 1993].

В районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов (Срединно-Атлантический – САХ; Африкано-Антарктический – АфАХ, в зарубежной литературе – Юго-Западный Индийский; Американско-Антарктический – ААХ) около острова Буве в Южной Атлантике содержание летучих компонентов в магмах оказывает большое влияние на развитие гидротермальных систем [Симонов и др., 1997]. В рифтовой зоне САХ (расплавы с минимальным содержанием H_2O и CO_2) гидротермальных ассоциаций вообще не обнаружено. Только на удалении от рифта, где количество летучих в расплавах повышается, были подняты образцы с гидротермальными минералами, образовавшимися (как показало изучение флюидных включений) из чисто водных растворов, основой которых послужила морская вода. В АфАХ (расплавы обогащены H_2O и CO_2) гидротермальные ассоциации широко развиты как в рифтовой зоне, так и на флангах хребта. Расположение драг с гидротермальными минералами хорошо соответствует максимумам содержания CO_2 в магмах, прослеживая траекторию движения горячей точки острова Буве на северо-восток. В составе гидротермальных систем АфАХ большую роль играет углекислотный флюид эндогенного происхождения, связанный с магматизмом горячей точки острова Буве. Насыщенные магматогенной углекислотой гидротермы АфАХ являются фактически индикатором, отмечая след горячей точки. В хребте Шписс, для которого характерны расплавы с промежуточными (между минимальными для САХ и максимальными для АфАХ) значениями воды и углекислоты, также широко развиты гидротермальные системы.

Образцы с гидротермальной минерализацией были подняты в районе тройного сочленения Буве на всех участках детальных исследований, но наибольшая активность гидротермальных систем отмечена около острова Буве, а также на удалении к юго-западу от рифтовой зоны САХ и на хребте Шписс. Гидротермальные минералы (преимущественно кварц и карбонаты) в ассоциации с сульфидами (в основном пирит и халькопирит) заполняют пустоты (1–5 мм) в базальтах, либо образуют сульфидсодержащие кварцевые и кварц-карбонатные прожилки мощностью 1–8 мм. Часто наблюдаются гидротермальные брекчии с обломками измененных базальтов в кварц-карбонатном цементе, насыщенном множеством зерен и кристаллов (до 1–2 мм) сульфидов (пирит и халькопирит). Особый интерес представляет находка сульфидной руды, состоящей в основном из пирита и кварца.

Гидротермы в зоне непосредственного влияния плюмовых магматических систем о-ва Буве – АфАХ. В сульфидной руде кварц содержит множество флюидных включений преимущественно трех типов. Включения первого типа располагаются равномерно в зерне кварца, а также образуют прямолинейные зоны. Первичные, либо мнимо-вторичные включения преимущественно однофазовые, темные. При экспериментальных исследованиях в криокамере было установлено, что температуры оттаивания содержимого включений близки (–56.7 – –57.5 °С) к тройной точке CO_2 , т.е. это практически чистая углекислота. Установлен широкий диапазон температур гомогенизаций этих включений (от –11.5 до +29.7 °С) и, соответст-

венно, значительный разброс плотностей углекислоты, что свидетельствует о неравновесных условиях флюидных систем. В целом, можно выделить по плотности CO_2 четыре группы включений: I) до 0.74; II) 0.76–0.84; III) 0.86–0.90; IV) 0.94–1.0 г/см³. Наибольшее число включений входит в группу II, которая характеризует преобладающие параметры углекислотной флюидной системы.

Включения второго типа располагаются в кварце преимущественно зонами в тесной пространственной ассоциации с включениями CO_2 , часто перемежаясь с ними, что свидетельствует о сингенетичности этих разновидностей. Включения преимущественно двухфазовые: в светлой жидкости располагаются отчетливые газовые пузырьки. Исследования в криокамере показали, что эти включения содержат водные растворы NaCl , иногда с примесью CaCl_2 . Общая концентрация солей изменяется преимущественно в пределах 6.6–10.2 мас. %. Эксперименты в термокамере показали широкие вариации температур гомогенизации от 90 до 275 °С. Отчетливо выделяются две основные группы включений с интервалами температур гомогенизаций 130–170 °С (главная, с максимальным числом замеров) и 180–195 °С (вторая по численности группа).

Таким образом, обнаружена и исследована ситуация сосуществующих включений водных растворов и углекислоты. Сингенетичные включения H_2O и CO_2 обычно образуются при разделении исходной гомогенной минералообразующей среды, так как при высоких давлениях и температурах существует значительная взаимная растворимость углекислоты и водных растворов солей, что подтверждается и непосредственными экспериментами с трехфазными (H_2O жидкость + CO_2 жидкость + CO_2 газ) включениями [Леммлейн, 1973 и наши наблюдения]. В результате, используя полученные данные по сосуществующим включениям водных растворов и CO_2 , мы можем установить истинные температуры и давления минералообразующей среды в момент захвата кварцем этих включений: $T = 200\text{--}310$ °С, $P = 900\text{--}1700$ бар.

Включения третьего типа явно вторичные, однофазовые – весь объем заполняет светлая прозрачная жидкость. Криометрические исследования показали, что включения содержат водные растворы NaCl с примесью MgCl_2 , близкие по составу морской воде. Общая концентрация солей в растворах включений составляет 8.4–9.5 мас. %, что примерно в 2.5 раза превышает соленость морской воды. В целом, эти включения отражают процессы воздействия морской воды на рудный кварц вблизи поверхности дна океана при температурах не более +50 °С и давлении не менее 200 бар (соответственно глубине станции). Повышенные содержания солей можно объяснить влиянием гидротермальных систем.

Гидротермы вне зоны непосредственного влияния плюмовых магматических систем о-ва Буве – САХ. В кварце брекчии, в отличие от рудного кварца, найдены исключительно мнимо-вторичные двухфазовые включения водных растворов. Исследования в криокамере показали, что эти включения содержат солевую систему $\text{NaCl} + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$ с общей концентрацией солей 13–16 мас. %. Температуры гомогенизаций включений: 148–178 °С. Вводя поправки на давление (соответственно глубине станции), получаем минимальные температуры гидротермальных процессов около 170–200 °С.

Гидротермы хребта Шписс. В кварце из гидротермальной брекчии с обломками базальтов в кварцевом цементе с зернами сульфидов найдены мнимо-вторичные флюидные включения. Криометрические исследования показали, что включения содержат водные растворы состава NaCl (преобладает) + $\text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$ (температуры

эвтектики $-23.2 - -24.2$ °С) с общей концентрацией солей 4.5–6.1 мас. % (температуры плавления последних кристалликов $-2.9 - -3.9$ °С). По данным термометрии температуры гомогенизации изученных включений составляют 236–280 °С. Вводя поправку на давление (согласно максимальной глубине станции около 3000 м), получаем минимальные температуры гидротермальных процессов кристаллизации кварца: 251–302 °С.

Сравнивая полученные результаты с данными по гидротермальным системам из других морфоструктур района тройного сочленения Буве, видим, что гидротермы хребта Шписс резко отличаются как от гидротермальных растворов к западу от рифтовой зоны САХ, где значительно ниже температуры кристаллизации кварца (170–200 °С) и выше содержания солей (до 13–16 мас. %), так и от гидротерм к востоку от острова Буве, где преобладает водно-углекислотный флюид. Таким образом, в гидротермальных системах хр. Шписс не ощущается влияние горячей точки острова Буве, но сказывается явное воздействие близких магматических систем, приводящее к повышенным температурам растворов.

В целом, термобарогеохимические исследования гидротермальных ассоциаций в районе тройного сочленения Буве выявили коренные отличия рудообразующих флюидных систем около рифтовой зоны АфАХ (вблизи острова Буве) от гидротерм в САХ. Для процессов рудообразования характерно значительное давление водно-углекислотного флюида состава $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ с высокими параметрами: $T = 200\text{--}310$ °С, $P = 900\text{--}1700$ бар, в то время как гидротермы САХ (с небольшими содержаниями рудных компонентов) представлены водными растворами состава $\text{NaCl} + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$ с более низкими температурами (170–200 °С). Эти гидротермальные растворы имеют натриево-магниевое-хлоридный состав, отвечающий по набору главных компонентов морской воде и, соответственно, сформировались в результате ее взаимодействия с породами океанической коры. Причем такое воздействие морской воды, о чем свидетельствуют флюидные включения, происходило как при низких температурах (не более +50 °С), так и при достаточно высоких – до 200 °С.

Иное происхождение имеют флюиды, формировавшие рудные скопления сульфидов. По составу они резко отличаются от морской воды (наличие CaCl_2 и особенно CO_2), и их формирование связано с глубинными магматическими системами горячей точки острова Буве, максимально обогащенными, как было нами показано ранее [Симонов и др., 1997], углекислотой. Значительное накопление CO_2 в магмах района острова Буве оказало существенное влияние на характер флюидов. Углекислота в рассмотренных гидротермальных растворах имеет явно эндогенное магматическое происхождение. В то же время, в океанических условиях очень трудно исключить влияние морской воды, поэтому, скорее всего, изученный нами обогащенный CO_2 рудообразующий флюид является продуктом смешения морской воды и магматических летучих компонентов.

Параметры давления океанических гидротермальных процессов как при исследованиях флюидных включений, так и при непосредственных измерениях на дне океана, оцениваются преимущественно по глубине океана в данном месте. Наши исследования флюидных включений позволили впервые установить для океанических гидротермальных систем высокие значения давлений: до 900–1700 бар. В данном случае необходимо подчеркнуть, что мы имеем дело с флюидным давлением, создаваемым летучими компонентами при их нагреве в замкнутом объеме – так называемый «автоклавный эффект». Таким образом, изученная нами рудная (кварц-сульфидная)

минеральная ассоциация формировалась на достаточной глубине под поверхностью дна океана в условиях, благоприятствовавших накоплению эндогенных магматических летучих компонентов и созданию избыточного флюидного давления.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта совместных исследований Сибирского и Уральского отделений РАН (№ 98).

Литература

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

Пейве А. А., Зителлини Н., Перфильев А. С. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Доклады РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645–648.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Симонов В. А., Колобов В. Ю., Ковязин С. В. Магматические и гидротермальные процессы в различных геодинамических ситуациях Южной Атлантики (тройное сочленение Буве) // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 129–148.

Мерзляков С. В., Симонов В. А., Сколотнев С. Г. Физико-химические особенности гидротермальных процессов в районе хребта Шписс (тройное сочленение Буве, Южная Атлантика) // Металлогения древних и современных океанов–98. Руды и генезис месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 76–77.

Леммлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 328 с.

И. Ю. Мелекесцева

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

melekestseva-irina@yandex.ru

Геохимические особенности пиритовых руд гидротермального узла Семенов (13°31' с.ш., Срединно-Атлантический хребет)

Введение. Известно, что руды колчеданных месторождений концентрируют золото, серебро и ряд других экономически важных металлов. В связи с открытием сульфидных гидротермальных полей в Мировом океане стало актуальным определение в них элементов-примесей и закономерностей их концентрации в различных типах руд. Цель работы заключалась в определении геохимических особенностей пиритовых руд нового гидротермального узла Семенов (13°31' с.ш., Срединно-Атлантический хребет).

Объект изучения. Узел Семенов, состоящий из 5 гидротермальных полей, был открыт в 2007 г. в 30 рейсе НИС «Профессор Логачев» [Beltenev et al., 2007]. Он расположен в западном борту рифтовой долины на глубине 2400–2950 м на подводной горе длиной 10 км и шириной ~4.5 км, со склонов которой были драгированы базальты, габброиды, ультрамафиты и плагиограниты [Иванов и др., 2008]. На полях Семенов-1, 3 и 4 были подняты пиритовые руды, ставшие объектом исследований (табл. 1).

Краткая характеристика пиритовых руд гидротермального узла Семенов

№ станции	Текстуры, структуры	Последовательность минералообразования
Поле Семенов-1, 13°30.87' с.ш.		
186	Тонкокристаллическая и тонкозернистая, почковидная, сажистая	Ва → Py-I_{мк} , Mc-I → <i>Q</i> ? → Py-II_{кк} , Mc-II → <i>Sph</i> , <i>Ga</i> → <i>Q</i> ,
292	Колломорфная, колломорфно-зональная, почковидная, крупнокристаллическая, пористая, фрамбоидальная	<i>Ba</i> → Py-I_{фр} , Mc-I → Py-II_{кк} → <i>Sph</i> , <i>Gl</i> → Py-III_{кк} Mc-II → <i>Chp</i> , <i>Po</i> → <i>Q</i> → <i>Hem</i>
Поле Семенов-3, 13°30.70' с.ш.		
284	Брекчиевая	Mc-Py и Ва обломки → Q → <i>Sph</i> → <i>Po</i> , <i>Chp</i> , <i>Vn</i> , <i>Cov</i> → Ва → <i>Hem</i> , Q , <i>Jr</i>
Поле Семенов-4, 13°30.24' с.ш.		
145	Массивная, местами пористая	Py → <i>Mc</i> → <i>Sph</i> → <i>Chp</i> → <i>Cov</i>
153	Жильная, вкрапленная	<i>Hem</i> → Q → Py → <i>Sph</i> → <i>Chp</i> , <i>Po</i>

Примечание. Таблица составлена по [Мелекесцева и др., 2010]. Жирным шрифтом обозначены главные минералы, курсивом – второстепенные, не выделены – редкие. Py – пирит, Mc – марказит, Chp – халькопирит, Vn – борнит, Sph – сфалерит, Gl – галенит, Po – пирротин, Cov – ковеллин, Hem – гематит, Ba – барит, Q – кварц, Jr – ярозит. I, II – генерации минералов, мк – мелкокристаллический, кк – крупнокристаллический, фр – фрамбоидальный.

В результате изучения текстур и структур руд было определено их возможное положение в гидротермальных постройках [Мелекесцева и др., 2010]. Руды ст. 186, 292 и 145 образовались на некотором удалении от высокотемпературного гидротермального источника, о чем свидетельствуют их минеральный состав и текстуры (см. табл. 1), а также сходство с пиритовыми рудами флангов таких гидротермальных полей САХ, как Снейк Пит [Fouquet et al., 1993], ТАГ [Rona et al., 1993] и др. Коллювиальные пиритовые брекчии ст. 284 сформировались в результате разрушения твердых сульфидных руд, что подтверждается обломочными текстурами, срезанием текстурного рисунка и зональности обломков, совместным нахождением обломков руд и вмещающих пород. Прожилково-вкрапленные руды в базальтах ст. 153 представляют штокверковую часть гидротермальной системы.

Микропримесный состав руд определялся различными методами (табл. 2). Руды *поля Семенов-1* (ст. 186 и 292) отличаются текстурами, присутствием некоторых минералов и микропримесным составом (см. табл. 1–2). По данным ААА, руды ст. 186 содержат 0.39–0.55 % Cu и 0.06–0.08 % Zn, тогда как руды ст. 292 – 0.02–0.10 % и 0.01–0.05 % соответственно. Руды ст. 186 характеризуются повышенными содержаниями Se, Co, Ba и Au относительно руд ст. 292, которые отличаются повышенными концентрациями As, Cd, Te, Tl, Pb, Mo, V, Cr, Mn, Sr и U. Содержания Cu в рудах *поля Семенов-3* составляют 0.12–0.21 %, Zn – 0.06–0.16 % [Иванов и др., 2008]. Близкий минеральный состав обломочных руд и руд *полей Семенов-1* и 4 (см. табл. 1) обуславливает сходство содержаний практически всех микропримесей (см. табл. 2). Руды *поля Семенов-4* (ст. 145 и 153) отличаются текстурами, но обладают сходст-

вом минерального и химического состава, как между собой, так и с рудами полей Семенов-1 и 3. Содержания Cu и Zn в рудах (%): 0.16–1.26, 0.06–0.18 % (ст. 143) и 0.04–0.45, 0.025–0.033 % (ст. 153) соответственно [Иванов и др., 2008]. Отличиями являются повышенные концентрации Co, V, Cr, а также ощутимые значения Rb и Zr в рудах ст. 153.

Обсуждение. Повышенные содержания Cu в рудах ст. 186 без видимых Cu-сульфидов относительно руд ст. 292 с микроскопически видимым халькопиритом, вероятно, связаны с тем, что содержания Cu в гидротермальном растворе не достигли концентраций насыщения по отношению к халькопириту. Тем не менее, Cu сконцентрировалась в сфалерите (до 2.61 мас. %, микронзондовый анализ) [Мелекесцева и др., 2010] и пирите (до 368 г/т, данные LA-ICP-MS анализа).

Увеличение содержания Pb в рудах ст. 292 связано с большим количеством галенита, Sr – с примесью в барите. Слои фрамбоидального пирита и поздний марказит концентрируют As, Tl, Mo, V, Mn и U, что подтверждает LA-ICP-MS анализ (до 2095, 60, 2509, 33, 1734 и 23 г/т соответственно), однако, не исключено изоморфное вхождение V и Mn (совместно с Cr) в гематит [Чвилева и др., 1988]. Se концентрируется в галените (до 0.09 мас. %, микронзондовый анализ) [Мелекесцева и др., 2010]. Накопление Au может быть связано с баритом по аналогии с золотоносными баритовыми постройками горы Франклин в задуговом бассейне Манус [Богданов и др., 2006]. Обогащение As, Mo, а также Au пористых пиритовых руд отмечено на гидротермальном поле Снейк Пит [Fouquet et al., 1993], а повышенные содержания Au (более 1 г/т) характерны для пирит-марказитовых руд гидротермального поля МЭЗО в Индийском океане [Богданов и др., 2006]. Повышенные концентрации Co (ст. 186), Cd и Te (ст. 292) требуют дополнительных исследований, т.к. их какие-либо значительные концентрации не зафиксированы в возможных минералах-концентраторах (дисульфиде Fe и сфалерите).

Как было отмечено ранее, микропримеси руд ст. 284 сходны с таковыми руд ст. 186 и 292, однако между собой состав мелкообломочного сульфидного цемента и обломков отличается. Состав обломков (284-2) с незначительными вариациями сходен с таковым «простых» руд ст. 186, тогда как состав цемента с развитием поздних минералов коррелирует с таковым более разнообразных руд ст. 292. Однако Se в сульфидно-кварцевом цементе связан не с галенитом, а с новообразованными халькопиритом и борнитом (до 0.34 мас. %, микронзондовый анализ) [Мелекесцева и др., 2010]. Co и Ni концентрируются в обломках пирита поздних генераций (до 1444 и 127 г/т соответственно, данные LA-ICP-MS анализа).

Сходство руд ст. 145 поля Семенов-4 по минеральному составу, текстурам, структурам и способу образования с рудами ст. 186 и 292 поля Семенов-1 обуславливает их сходный микропримесный состав. Прожилково-вкрапленные руды ст. 153 измененных базальтах характеризуются повышенными значениями Co, V, Cr, Rb, Zr (см. табл. 2), Li, Be, Sc и Hf, что связано с их заимствованием из вмещающих базальтов. Содержания последних составляют 0.3–3 г/т – это существенно выше, чем в других типах руд (до 0.1 г/т). Накопление Co в прожилково-вкрапленных пиритовых рудах также свойственно подрудным штокверкам гидротермальных полей ТАГ и Снейк Пит [Rona et al., 1993; Fouquet et al., 1993].

Несмотря на разнородные данные микропримесного состава, руды полей Семенов-1, 3 и 4 сопоставимы с рудами других полей САХ по содержанию микроэлементов

Таблица 2

**Микропримесный состав пиритовых руд гидротермального узла Семенов в сравнении с пиритовыми рудами
других гидротермальных полей САХ (г/т)**

	Семенов-1		Семенов-3		Семенов-4		ТАГ			Снейк Пит	Брокен Стур	Лаки Страйк		Кра- снов
	186	292	284-1	284-2	145	153	а	б	в		4797-8	4383-2	4376-4	
	n = 1	n = 2	n = 2	n = 2	n = 2	n = 2	n = 3	n = 25	n = 23		n = 3	n = 1	n = 1	
Ga	н.о.	< 1	< 1	< 1	1-3	2-3	-	21	2.5	-	-	-	-	-
As	52	75-172	123-211	н.о.	135-150	51-101	150	60	33	127-752	20	310	-	103
Se	22-40	<5, до 25	24-59	57	3-6	32-67	3	11	19	2-21	57	-	-	
Cd	6-8	8-13	7-11	6	1-3	1-15	< 5	39	3	<10, до 55	9	650	63	15
Sn	н.о.	< 1	1-3	н.о.	1-2	1-21	-	-	-	<10, до 25	-	-	-	-
Sb	4	1-14	2	1	2	1-5	14	3.7	< 1	< 1	< 1	-	-	-
Te	< 5	16-28	< 5	28	н.о.	2	-	-	-	-	-	-	-	-
Tl	2	16-20	2-6	< 1	2-4	1	-	9.4	2	-	-	-	-	-
Pb	90	81-373	30-72	8-41	70-72	17-446	33	172	33	127-232	26	660	51	400
Co	35-47	20-23	47-97	56	22	288-335	370	176	326	< 5, до 7	16	8	44	500
Ni	30-33	до 7	23-55	55	6	30-44	21	< 10	< 10	< 20	2	13	11	6
Mo	10	41-97	30-43	н.о.	51-73	27-45	61	108	83	34-123	-	-	-	-
V	н.о.	3-4	1-4	< 1	7-10	30-53	-	26	13	-	-	42	18	-
Cr	н.о.	5-10	19-45	< 1	27-80	49-87	-	21	27	-	3	20	28	-
Mn	60	268-284	39-82	4-8	39-65	47-57	100	-	-	37-640	6500	220	350	100
Rb	н.о.	< 1	< 1	н.о.	< 1	3-6	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	22	99-470	17-116	519-3408	23-40	6-10	-	61	70	< 10	-	60	900	-
Zr	н.о.	< 1	< 1	н.о.	< 1	2-4	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1262	865-893	929-1340	> 20 %	474-587	132-693	-	97	88	-	< 200, до 290	39.7 %	-	2600
U	2.7	1.1-4.6	0.7-1.7	н.о.	0.4-1.4	0.2-1.95	-	26	13	-	-	-	-	
Au	1.78-2.35	0.53-1.91	-	-	-	-	0.21	1	0.2	0.02-1.09	-	-	-	0.76
Ag	18.3-19.3	8-70.8	-	-	-	-	10	25	3	19-29	5.7	-	-	26

Примечание. Содержания Ga, As, Sn, Sb, Tl, Pb, Mo, V, Cr, Mn, Rb, Sr, Ba и U в рудах узла Семенов определены ICP-MS методом (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Д. В. Киселева). Содержания Co, Ni, Cd, Au и Ag определены атомно-абсорбционным, Se и Te – фотометрическим методами (обр. 186 – 2 ан., обр. 292 – 4 ан., 284-1 – 4 ан., 284-2 – 1 ан.) (Южно-Уральский центр коллективного пользования по исследованию минерального вещества, г. Миасс; аттестат № РОСС RU.0001.514536, аналитики Т. В. Семенова, М. Н. Маляренко, М. С. Свиренко, Ю. Ф. Мельнова). Прочерк – нет информации, n – количество анализов, обр. 30Л-284-1 – сульфидно-кварцевый цемент брекчий, 30Л284-2 – обломок пиритовой руды. Микропримесный состав руд гидротермальных полей: ТАГ, а – постройка Мир [Rona et al., 1993], б – активное поле, в – пирит-кремнистые брекчии в основании холма [Petersen et al., 2000]; Снейк Пит [Fouquet et al., 1993]; Брокен Спур [Богданов и др., 2008]; Лаки Страйк [Богданов и др., 2006]; Краснов [Cherkashov et al., 2008]. Содержания Ba в рудах поля Брокен Спур, Ba и As в карнизе постройки поля Лаки Страйк даны по [Богданов и др., 2006].

с отклонениями (см. табл. 2), связанными с появлением или исчезновением их минералов-концентраторов. Отличительной особенностью сульфидных руд узла Семенов является присутствие барита (иногда до 20 об. %), за счет чего руды обогащены Ba и Sr. Хорошо известно, что барит характерен для гидротермальных полей Тихого Океана – в задуговых бассейнах или рифтах, покрытых осадками [Богданов и др., 2006]. В Срединно-Атлантическом хребте высокие содержания Ba обнаружены на полях Лаки Страйк и Краснов [Богданов и др., 2006; Cherkashev et al., 2008]. Аномальное обогащение Ba руд поля Лаки Страйк связывается с его повышенным содержанием во вмещающих базальтах, что в свою очередь обязано влиянию «горячей точки» Азорских островов [Богданов и др., 2006].

Выводы. Микропримеси в пиритовых рудах гидротермального узла Семенов сходны с таковыми из подобных руд других гидротермальных полей САХ и зависят от минерального состава. Отличительными чертами руд являются высокие содержания Ba, возможно, связанное с обогащением барием вмещающих базальтов. Не исключено, что повышенные концентрации Au в рудах ст. 186 поля Семенов-1 также связаны с Ba по аналогии с гидротермальными полями задуговых бассейнов. Пиритовые руды, сформировавшиеся в близких условиях, характеризуются присутствием сходных элементов-примесей. Процессы преобразования и придонного окисления руд приводят к увеличению концентраций элементов-примесей в рудах. Микропримесный состав сульфидных брекчий отражает состав тех руд, обломки которых сконцентрированы в них, состав цемента отличается накоплением примесей, свойственных поздним минералам. Прожилково-вкрапленные руды характеризуются присутствием литофильных компонентов, отражающих связь с вмещающими породами. Поведение некоторых элементов (например, Se, Co, V, Mn) двойко: Se может быть связан с галенитом или халькопиритом, Co, V и Mn могут быть заимствованы из морской воды при окислении руд или из пород в случае штокверковой минерализации.

Автор благодарен В. Н. Иванову и В. Е. Бельтеневу (ФГУНПП ПМГРЭ) за возможность отбора образцов в ходе 30-го рейса НИС «Профессор Логачев», В. В. Масленникову, С. П. Масленниковой (ИМин УрО РАН) и Р. Ларжу (центр CODES, Тасманийский Университет) за выполнение LA-ICP-MS анализов, Д. В. Киселевой, Т. В. Семеновой, М. Н. Маляренко, М. С. Свиренко и Ю. Ф. Мельновой – за выполнение химических анализов. Работы проведены при поддержке гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук МК-485.2011.5 и программы Президиума РАН № 17 (09-П-5-1023).

Литература

Богданов Ю. А., Леин А. Ю., Масленников В. В. и др. Минералого-геохимические особенности сульфидных руд гидротермального поля Брокен Спур // *Океанология*. 2008. Т. 48, № 5. С. 734–756.

Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевич А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

Иванов В. Н., Бельтнев В. Е., Степанова Т. В. и др. Сульфидные руды нового рудного узла 13°31' с.ш. САХ // *Металлогения древних и современных океанов–2008*. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 19–22.

Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Иванов В. Н. и др. Руды нового гидротермального сульфидного узла Семенов (13°31' с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // *Литосфера*. 2010. № 2. С. 47–61.

Чвилева Т. Н., Безмертная М. С., Спиридонов Э. М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. Л.: Недра, 1988. 503 с.

Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I., Cherkashov G. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*. 2007. Vol. 16. P. 9–10.

Cherkashov G., Bel'tenev V., Ivanov V. et al. Two new hydrothermal fields at the Mid-Atlantic ridge // *Marine Georesources & Geotechnology*. 2008. Vol. 26. № 4. P. 308–316.

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° N) // *Economic Geology*. 1993. № 88. P. 2018–2036.

Petersen S., Herzig P. M., Hannington M. D. Third dimension of a presently forming VMS deposit: TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge, 26° N // *Mineralium Deposita*. 2000. Vol. 35. P. 233–259.

Rona P. A., Hannington M. D., Raman C. V. et al. Active and relict sea-floor hydrothermal mineralization at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge // *Economic Geology*. 1993. Vol. 88. P. 1989–2017.

Г. А. Третьяков¹, И. Ю. Мелекесцева²

¹ – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*
genatret@uiggm.nsc.ru

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

Барит-пиритовые руды гидротермального поля Семенов-1 (13°31.13' с.ш., Срединно-Атлантический хребет): физико-химическое моделирование условий образования

Введение. Определение условий образования сульфидных гидротермальных руд является важным компонентом их исследований. В качестве косвенных методов их оценки для неактивных гидротермальных залежей используются минеральные геотермометры, термобарогеохимические исследования, а также термодинамическое моделирование.

В 2007 г. был открыт гидротермальный сульфидный узел Семенов (13°31' с.ш., САХ), на одном из полей которого были подняты пиритовые руды с большим (до 20 %) количеством барита [Beltenev et al., 2007]. Такое количество барита не характерно для сульфидных полей САХ, за исключением поля Лаки Страйк, где это

связывается с базальтами, обогащенными барием в результате влияния Азорской горячей точки [Langmuir et al., 1997], а также относительно небольшой глубиной залегания поля (1600–1700 м) и фазовой сепарацией флюида [Богданов и др., 2006]. Поэтому для оценки возможных условий формирования руд поля Семенов-1 был применен метод компьютерного термодинамического моделирования по программе «Селектор».

Объект исследований. Поле Семенов-1 (2570–2620 м) было опробовано двумя станциями: 186 и 292, образцы которых сходны по главным рудным минералам (пириту и марказиту), но отличаются второстепенными и редкими минералами, а также текстурно-структурными особенностями [Мелекесцева и др., 2010]. Руды ст. 186 сложены тонкозернистыми и тонкокristаллическими сажистыми пористыми сульфидными агрегатами, а руды ст. 292 – колломорфными, кружевными, ажурными, почковидными, очень пористыми и, местами, полосчатыми. Главные минералы руд – пирит, марказит, барит, второстепенные – сфалерит, кварц (ст. 186), кварц, гематит (ст. 292), редкие – галенит (ст. 186), халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит (ст. 292). Упрощенная последовательность минералообразования в рудах: барит → пирит, марказит → сфалерит, галенит → кварц (ст. 186): барит → пирит, марказит, сфалерит → галенит → халькопирит, пирротин → кварц → гематит (ст. 292). Изучение флюидных включений в барите ст. 186 показало, что минерал кристаллизовался в интервале температур 230–80 °С.

Постановка задачи. Ранее были выполнены расчеты взаимодействия морской воды с базальтами [Третьяков, Масленников, 2008]. В результатах, полученных при расчетах взаимодействия базальтов с морской водой при различных соотношениях раствор–порода, появляется незначительное (до 1 %) количество барита на низкотемпературных этапах рудоотложения. Количество барита на поле Семенов-1 и расчетная минеральная ассоциация поставили вопрос об определении условий рудообразования, при которых формируется барит-пиритовая ассоциация с небольшим содержанием сфалерита, галенита, кварца в одном случае и халькопирита и гематита в другом. Попытки получить приемлемое решение при высокотемпературном взаимодействии базальта с морской водой не дали результата, тогда как привлечение магматического газа в качестве исходного реагента позволило смоделировать отложение минералов, отвечающих по составу рудам поля Семенов-1.

Методика расчетов. Для расчетов взяты исходные составы базальта и морской воды, а также мультисистема, сформированная нами ранее для решения задач взаимодействия растворов с породами при различных температурах [Третьяков и др., 2007; Третьяков, Масленников, 2008]. Расчеты выполнялись по методике проточного реактора [Гричук, 2000], когда твердые продукты реакций исключаются из расчетов, а флюид переходит в последующие резервуары. В начале 1 л морской воды нагревался до 370 °С при давлении 250 бар, что соответствует резервуару 1 (таблица). Далее (резервуар 2) она реагировала с магматическим газом лавового озера базальтового вулкана Эрта Але Данакильской депрессии в Эфиопии (мол. %): H₂O – 93.58, CO₂ – 3.66, SO₂ – 2.47, CO – 0.06, HCl – 0.19, HF – 0.04 [Sawyer et al., 2008]. В резервуаре 3 флюид реагировал с 40 г базальта [Ярошевский, Цехоня, 1986; Третьяков и др., 2007], после чего (резервуар 4) раствор охлаждался до температуры 300 °С. В резервуарах 5–9 моделировалось ступенчатое охлаждение полученного раствора за счет смешения с морской водой (T = 2 °С), количество которой определяется конечной температурой смеси. Начальная температура смешения глубинного флюида с морской водой (230 °С) задавалась в соответствии с данными по гомогенизации включений в барите.

Условия моделирования и рассчитанные параметры pH и Eh системы при отложении барит-пиритовой минеральной ассоциации

Резервуар	Добавка вещества в систему	T °C	pH (Т)	Eh (Т)
1	1 кг морской воды	370	5.3242	0.4869
2	0.06 кг магматического газа	350	2.8918	0.0934
3	0.04 кг базальта	350	4.3424	-0.1361
4		300	3.2884	0.006
5	0.33342 кг морской воды	230	3.6763	-0.0248
6	0.2168 кг морской воды	200	3.6422	-0.0149
7	0.5594587 кг морской воды	150	3.5122	0.01
8	1.140559 кг морской воды	100	3.393	0.0344
9	3.55927 кг морской воды	50	3.4201	0.0508
10	0.000518 пирита и 7.72141 кг морской воды	25	3.5011	0.9937

Пр и м е ч а н и е. Резервуары 1–4 рассчитывались при давлении 300 бар, 5–10 – 250 бар.

В 10-м резервуаре к раствору, кроме морской воды, добавлялся ранее отложившийся пирит. Для моделирования появления халькопирит-пирротиновой ассоциации (ст. 292) в другой серии расчетов в резервуар 4 был добавлен восстановитель в виде метана как продукта разложения органики. Участие органики при формировании руд не исключено, поскольку в рудах ст. 292 широко развит фрамбоидальный пирит.

Результаты расчетов. При нагревании морской воды до 370 °C в резервуаре 1 из нее выпадают ангидрит и брусит. Смешение полученного раствора с 0.06 кг магматического газа делает его более агрессивным за счет галогенидных газов, pH понижается с 5.32 до 2.89, а Eh с 0.49 до 0.09 (рис. 1). Это способствует большей растворимости минералов базальта на 3-м этапе расчета, где раствор реагирует с 0.04 кг породы. Возникает ассоциация вторичных минералов (мас. %): ангидрит – 21, хлорит – 17, эпидот – 0.44, иллит – 3, монтмориллонит – 27, тальк – 27, пирит – 2, кварц – 2, халькопирит – 0.01; pH возрастает до 4.34, а Eh понижается до -0.14. Условия в резервуаре 4 имитируют отложение минералов из раствора при его охлаждении, при этом выпадают (мас. %) кварц (87), пирит (12) и халькопирит (1). Когда раствор изливается на дно, он смешивается с холодной морской водой. В результате понижения температуры и увеличения щелочности достигается концентрация насыщения для многих минералов (рис. 1, 2). При 230 °C отлагаются пирит (84 %) и барит (16 %). Концентрация расчетных редких фаз – борнита, берндтита и ваэсита – находится на уровне точности расчетов (1×10^{-8}). На 7-м этапе расчета осаждаются кварц, барит, сфалерит, галенит. Заканчивается процесс (25 °C) формированием кварц-гематитовой ассоциации с окислами марганца.

В рудах ст. 292 появляются отдельные зерна «чуждых» данным окислительно-восстановительным и температурным условиям минералов – пирротина и халькопирита. Такая минеральная ассоциация в расчетах была получена при реакции CH_4 с раствором в 4-м резервуаре. Добавление всего 0.37 г метана при 300 °C вызывает осаждение из раствора халькопирита (3.41×10^{-5} моль) и пирротина (5.22×10^{-4} моль).

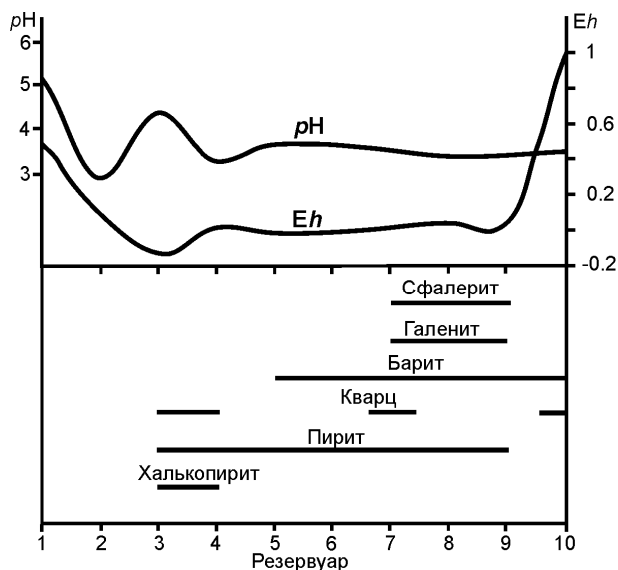


Рис. 1. Графики pH и Eh и минеральные ассоциации, отлагающиеся из раствора при моделировании взаимодействия морской воды с базальтом. По горизонтальной оси – этапы расчета (резервуары), параметры расчетов – см. примечание к таблице.

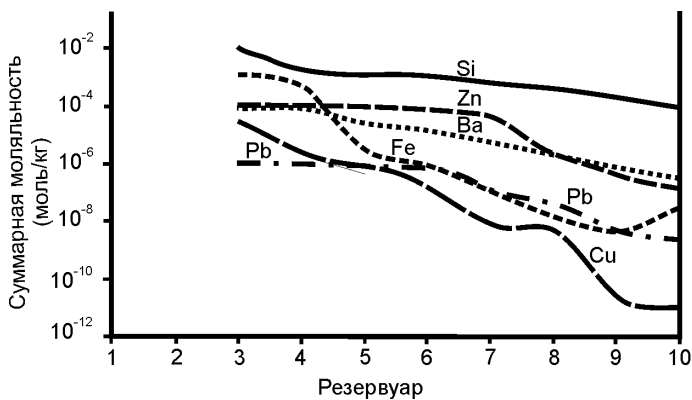


Рис. 2. Суммарная концентрация элементов в растворе на различных этапах моделирования.

По аналогии с полем Лаки Страйк было проведено моделирование взаимодействия морской воды с базальтами, обогащенными барием, без добавления и с добавлением магматического газа. Без добавления магматического газа в результате моделирования была получена минеральная ассоциация, обедненная пиритом и обогащенная кварцем, что не соответствует природным образцам.

Обсуждение результатов. Известно, что концентратором бария в изверженных породах являются полевые шпаты, а многочисленные находки гидротермальных баритовых отложений приурочены к кислым вулканитам задуговых бассейнов Тихого океана [Богданов и др., 2006]. Чтобы барий перешел в раствор из базальта,

необходима глубокая переработка породы и разложение первичного плагиоклаза. По результатам расчетов эти условия могут быть достигнуты, если морская вода смешивается с магматическим газом (или его конденсатом), отделяющимся от кристаллизующегося на глубине габброидного расплава. Без добавления магматического флюида морская вода, реагирующая с базальтом, не накапливает бария в заметных количествах [Третьяков, Масленников, 2008]. Смешение вызывает значительное понижение pH раствора, т.к. в газе содержатся существенные количества HCl и HF . Агрессивный раствор на глубине взаимодействует с базальтом, извлекая многие элементы в повышенных количествах, в том числе Fe и Ba . Если такой «насыщенный» раствор охлаждается, фильтруясь вверх по трещинам без взаимодействия с окружающим субстратом, то он формирует кварцево-жильную минерализацию с пиритом и халькопиритом. Изливаясь на морское дно, раствор смешивается с окружающей холодной морской водой и формирует пористые барит-пиритовые руды.

Выводы. Последовательность отложения минеральных парагенезисов, наблюдающаяся на гидротермальном поле Семенов-1, подтверждается расчетными ассоциациями твердых фаз, сменяющих друг друга при понижении температуры. Барит-пиритовые руды возникают при взаимодействии базальтов, содержащих полевые шпаты, с горячей подкисленной магматическим газом морской водой в слабовосстановительных условиях. Из раствора последовательно отлагаются барит \rightarrow пирит, марказит \rightarrow сфалерит, галенит \rightarrow кварц. Пирротин и халькопирит осаждаются из горячего восстановленного недосыщенного по сере раствора ($T > 230$ °C, $Eh \leq -0.26$) при его поступлении в пористый минеральный агрегат. Возможно, что восстановителем был метан, как продукт разложения органики. Без добавления магматического газа, даже при условии обогащения барием вмещающих базальтов, отложение вышеуказанной минеральной ассоциации из раствора не происходит.

Работы выполнены при поддержке программы Президиума РАН № 17 (09-П-5-1023) и гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук МК-485.2011.5.

Литература

- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевиц А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Гричук Д. В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.
- Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Иванов В. Н. и др. Руды нового гидротермального сульфидного узла Семенов (13°31' с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // Литосфера, 2010. № 2. С. 47–61.
- Третьяков Г. А., Масленников В. В. Источник вещества и зональность стенки трубы «черного курильщика» по данным физико-химического моделирования // Рудогенез. Мат-лы междунар. конф. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 313–317.
- Третьяков Г. А., Масленников В. В., Пальянова Г. А. Минералогическая зональность и отложение акцессорных минералов в стенках труб «черных курильщиков» по результатам физико-химического моделирования // Металлогения древних и современных океанов–2007. Рудоносные комплексы и рудные фации. Т. I. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 118–122.
- Ярошевский А. А., Цехоня Т. И. Петрохимические типы магматических пород дна океана, закономерности их ассоциаций и распределения по структурно-морфологическим зонам // Океанический магматизм – эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 95–103.
- Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I., et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News, 2007. Vol. 16. P. 9–10.

Langmuir C., Humphris S., Fornari D. et al. Hydrothermal vents near a mantle hot spot: the Lucky Strike vent field at 37° N on the Mid-Atlantic Ridge // *Earth and Planetary Science Letters*, 1997. Vol. 148. P. 69–91.

Sawyer G. M., Oppenheimer C., Tsanev V. I., Yirgu G. Magmatic degassing at Erta 'Ale volcano, Ethiopia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2008. Vol. 178. P. 837–846.

В. А. Симонов¹, Т. В. Шилова¹, В. В. Масленников²

¹ – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*
simonov@uiggm.nsc.ru

² – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*
mas@mineralogy.ru

Особенности гидротермальных растворов, циркулировавших по каналам сульфидных труб Галапагосского рифта, Тихий океан

Исследования образцов, отобранных с помощью глубоководных аппаратов АЛВИН [Ridley et al., 1994], дали возможность получить новые данные об особенностях составов сульфидных минералов и о параметрах гидротермальных систем Галапагосского рифта.

В ходе обработки каменного материала, предоставленного для исследований И. Р. Джонассоном (Геологическая служба Канады, г. Оттава), было отобрано семь проб, содержащих, кроме сульфидов, светлые минеральные фазы, наиболее перспективные для поиска флюидных включений. Среди них выделяется образец gK 1661-7с, представляющий собой сросток четырех сульфидных труб с диаметрами до 4 см. В других пробах нет явных признаков принадлежности к подобным структурам.

В образцах среди сульфидных минералов преобладает пирит, реже присутствуют сфалерит и халькопирит. Необходимо отметить, что для каждой сульфидной трубы (А–Г) образца gK 1661-7с удалось проанализировать только пирит, в то время как для других проб изучены также сфалерит и халькопирит. Составы минералов определены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск).

Для пирита из сульфидных труб характерны заметные вариации Fe (42.4–46.8 мас. %) при существенно меньших колебаниях содержания S (Г – 52.2–53.3 мас. %; Б – 51.9–53.2 мас. %), в отличие от пирита из обычных образцов с меньшим диапазоном для железа (44.5–47 мас. %) и более широким интервалом для серы (51.3–54.1 мас. %). Пирит из сульфидных труб содержит меньше Zn (Б – до 0.15 мас. %; А, В, Г – 0.2–0.7 мас. %), чем пирит в других образцах (до 0.9 мас. %). В пирите из обычных образцов устанавливаются незначительные содержания меди (до 0.13 мас. %) в отличие от сульфидных труб с максимальными значениями до 0.9 мас. % (труба А). Близкие значения Cu (до 0.6–0.8 мас. %) отмечены и для пирита из труб Б, В, Г.

Пирит из труб с флюидными включениями существенно отличается от минералов других рассмотренных образцов по соотношениям Co–Cu. Для первых характерны заметные вариации меди (от следов до 0.8 мас. %) при относительно невысоких значениях кобальта (до 0.1 мас. %). При этом пирит из труб В и Г содержит

больше Со, чем пирит из труб А и Б. Для других образцов значения меди в пирите близки к пределу обнаружения микрозондом, в то время, как для кобальта фиксируются заметные содержания (до 0.4 мас. %).

Необходимо отметить, что установленные с помощью микрозонда содержания Cu (до 0.8 мас. %), Zn (до 0.9 мас. %) и Со (до 0.4 мас. %) хорошо согласуются с результатами анализа не рассмотренных с целью поиска флюидных включений образцов сульфидных руд Галапагосского рифта, проанализированных методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотборником (LA-ICP-MS) в Тасманийском Университете, г. Хобарт, Австралия.

В целом, микрозондовые анализы сульфидов Галапагосского рифта показали, что по своему составу пирит из труб заметно отличается от пирита из других образцов, не обладающих явными признаками трубообразного строения. Сравнивая пирит Галапагосского рифта с пиритом других гидротермальных полей Тихого океана, видим, что по соотношению S–Fe пирит из труб А и В и значительная часть сульфидов из других образцов близки к пириту из руд хребта Хуан-де-Фука. В то же время, пирит из труб В и Г заметно отличается широким диапазоном содержаний железа. Пирит Галапагосского рифта содержит существенно больше меди при близких значениях цинка по сравнению с пиритом хребта Хуан-де-Фука (Тихий океан).

Представительные данные по включениям были получены для образца (гК 1661-7с), состоящего из четырех сульфидных труб, внутренние каналы которых покрыты полупрозрачной корочкой кремнезема. Включения были найдены в кремнеземе из труб А, Б и Г и проанализированы методами криометрии и термометрии [Борисенко, 1977; Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987; Симонов, 1993].

Флюидные включения (размерами до 30 мкм) располагаются в кремнеземе равномерно между микросферами в тесной ассоциации с кристалликами сульфидов. Формы этих двухфазовых (жидкость + газовый пузырек) включений обладают округло-вогнутыми границами, зависящими от «упаковки» сферул. Таким образом, включения занимают фактически остаточное пространство между «микрошариками» (диаметром до 30–40 мкм), в котором законсервировались растворы, отлагавшие кремнезем на внутренних стенках каналов сульфидных труб. По этим внешним признакам они имеют значительные черты сходства с изученными нами ранее включениями в опаловидном кремнеземе из гидротермальной постройки «Венский лес» в задуговом бассейне Манус (Тихий океан) и в колломорфном кварце из сульфидных руд гидротермального поля Менез Гвен (Срединно-Атлантический хребет) [Симонов и др., 2002; 2006; 2009].

Криометрические исследования флюидных включений в кремнеземе из сульфидных труб Галапагосского рифта показали, что растворы включений замерзают при -38 – -45 °С. Согласно значениям температур эвтектики (-25 – -26 °С), в растворах присутствует система NaCl–H₂O с примесью KCl. В случае трубы А плавление последних кристалликов во включениях наблюдается при -1.3 – -2 °С, то есть устанавливаются незначительные содержания солей – 2–3 мас. %. Для трубы Б преобладают температуры плавления последних кристалликов около -2.1 – -2.8 °С, что говорит о содержаниях солей (3.1–4.3 мас. %), близких к таковым для морской воды. На гистограмме выделяется только один максимум с диапазоном 3–5 мас. %, что свидетельствует о явном преобладании морской воды в составе гидротермального флюида, циркулировавшего по каналу этой трубы. Судя по температурам плавления

последних кристалликов ($-3.9 - -5.6$ °С), соленость включений из халцедона трубы Г была существенно более высокой: 6.1–9.5 мас. %.

Эксперименты в микротермокамере показали, что температуры гомогенизации флюидных включений в халцедоне трубы А находятся в интервале 170–200 °С. В случае трубы Б устанавливается два основных диапазона температур гомогенизации флюидных включений 135–160 °С и 170–250 °С. Есть отдельные замеры и до 330 °С. Для включений из халцедона трубы Г гомогенизация наблюдалась при температурах около 160–230 °С. Вводя поправки на давление, согласно глубине расположения сульфидных руд в Галапагосском рифте (до 2850 м) [Рона, 1986], можно оценить истинные температуры формирования кремнезема в трубах: А – 200–225 °С; Б – 170–190 °С, 200–275 °С до 350 °С; Г – 190–255 °С.

По соотношению солености растворов и температур гомогенизации флюидные включения в кремнеземе из рассмотренных труб образуют отдельные группы, различающиеся соленостью. Минимальные содержания солей (до 3 мас. %) отмечаются для растворов, циркулировавших по трубе А. Максимальные концентрации (до 9.5 мас. %) характерны для трубы Г. Растворы трубы Б формируют промежуточную группу с интервалами 2.65–4.75 мас. %. По температурам эти группы перекрываются и можно отметить только наиболее широкий диапазон (122–282 °С) для растворов трубы Б.

Сравнивая полученные данные по включениям в кремнеземе Галапагосского рифта с результатами исследования подобных флюидных включений в опаловидных разностях кварца гидротермального поля Менез Гвен (Срединно-Атлантический хребет) и сульфидных построек бассейна Манус на западе Тихого океана [Симонов и др., 2002; 2006], видим как сходство, так и существенные отличия. По составу растворов и их концентрациям наиболее близки к данным по включениям в минерале из бассейна Манус (преобладает NaCl с примесью KCl, содержание солей в растворах минимальное: 1.6–4.2 мас. %) включения в халцедоне из труб А и Б. В то же время, температуры гомогенизации включений бассейна Манус существенно ниже – 102–118 °С. В случае поля Менез Гвен устанавливается обратная ситуация: температуры в принципе близки (185–265 °С) к данным по всем трем изученным трубам, составы (с возможной добавкой MgCl₂) различаются, а концентрации солей (5.0–7.8 до 18.3–22.5 мас. %) сравнимы только с соленостью включений в халцедоне трубы Г.

В целом, по физико-химическим параметрам изученные включения из халцедона сульфидных труб Галапагосского рифта заметно отличаются от данных по флюидным включениям в минералах типичных «черных курильщиков». Значения солености растворов флюидных включений в ангидрите из сульфидных руд, как низкосрединговых (поля Логачев и ТАГ, Срединно-Атлантический хребет), так и высокосрединговых (поле 9° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия) хребтов существенно выше и перекрываются частично только с данными по включениям в халцедоне трубы Г. Температуры растворов также значительно выше при кристаллизации сульфидных построек с ангидритом.

Основные выводы

1. Анализы сульфидов Галапагосского рифта на микрозонде показали, что по своему составу пирит из труб заметно отличается от пирита из других образцов, не обладающих явными признаками трубообразного строения.

2. Исследования образцов сульфидных руд из Галапагосского рифта (Тихий океан) позволили обнаружить редкий тип флюидных включений, сформировавшихся между микросферами халцедона и описанных ранее в единичных случаях для гидротермальных построек на дне современных океанических бассейнов.

3. Изучение флюидных включений свидетельствует о широких вариациях солёности (от 2 до 9.5 мас. %) растворов, циркулировавших по каналам сульфидных труб, что является результатом различной степени смешения гидротермального флюида с морской водой.

4. Температурный режим гидротермальных систем более стабилен, но для отдельных труб устанавливается значительный диапазон температур формирования кремнезема (труба Б – 170–190 °С, 200–275 °С до 350 °С), что связано с влиянием холодной морской воды.

5. В целом, изученные флюидные включения в кремнеземе фиксируют, по всей вероятности, физико-химические параметры последних порций растворов, циркулировавших по каналам сульфидных труб Галапагосского рифта.

Авторы благодарят И. Р. Джонассона за предоставленный каменный материал. Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта совместных исследований Сибирского и Уральского отделений РАН (№ 98).

Литература

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. № 8. С. 16–27.

Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. 632 с.

Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане М.: Мир, 1986. 160 с.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во 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 бассейн Манус, Тихий океан) // Металлогения древних и современных океанов–2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 61–68.

Симонов В. А., Драничникова В. В., Масленников В. В. и др. Флюидные включения в кварце сульфидных построек гидротермального поля Менез Гвен (Срединно-Атлантический хребет) // Металлогения древних и современных океанов–2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 71–73.

Симонов В. А., Шилова Т. В., Масленников В. В., Джонассон И. Р. Флюидные включения в минералах «черных курильщиков» Галапагосского рифта, Тихий океан // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 64–66.

Ridley W. I., Perfitt M. R., Jonasson I. R., Smith M. F. Hydrothermal alteration in oceanic ridge volcanics – a detailed study at the Galapagos fossil hydrothermal field // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. Vol. 58. Iss. 11. P. 2477–2494.

Геодинамика палеоокеанического сектора Южного Урала на этапе общей коллизии

Урал представляет собой складчатый пояс, прошедший в палеозое полный цикл развития Вильсона. Этот цикл, начавшийся в позднем кембрии – раннем ордовике с эпиконтинентального рифтогенеза, завершился в позднем девоне – перми коллизией и образованием бивергентного орогена [Пучков, 2010]. Существуют различные мнения, касающиеся направления коллизии, количества фаз тектогенеза и времени их проявления [Иванов, 1998; Язева, Бочкарев, 1998; Тевелев, 2003; Пучков, 2010 и др.]. Наиболее обоснованной фактическим материалом представляется точка зрения В. Н. Пучкова [2010], выделяющего в палеозойской истории развития Урала две основные стадии коллизии: раннюю – мягкой коллизии Магнитогорской островной дуги с краем Восточно-Европейской платформы ($D_3 - C_1$) и позднюю – жесткой или общей коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов ($C_2 - P$).

Автором выполнены региональные структурно-тектоникофизические исследования в пределах палеоокеанического сектора Южного Урала. По результатам исследований установлены и охарактеризованы три главные стадии тектонических деформаций, произошедших на этапе общей коллизии: 1) надвигообразования (C_2), 2) сдвигообразования в режиме левосторонней транспрессии ($C_2 - P$) и 3) сдвигообразования в режиме правосторонней транспрессии (Mz_1 ?). Палеоокеанический сектор Южного Урала разделяется на три мегазоны (с запада на восток): Магнитогорскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую.

Стадия надвигообразования (C_2). Тектонические деформации на этой стадии осуществлялись в условиях регионального близширотного сжатия и концентрировались в структурных швах, ограничивающих блоки с различным типом земной коры, в значительно меньшей степени воздействуя на внутренние зоны блоков. Региональные надвиговые структуры, сформировавшиеся на первой стадии, имеют разную глубину заложения в западных и восточных зонах палеоокеанического сектора.

В Магнитогорской мегазоне наиболее интенсивным надвиговым деформациям подверглись породы в краевых зонах Главного Уральского (ГУР) и Восточно-Магнитогорского (ВМР) разломов. В этих зонах образовались высокоамплитудные надвиги встречного падения, вследствие чего мегазона приобрела общее синформное строение. Судя по материалам профиля Урсейс, краевые коллизионные надвиги имеют листрическую форму и глубину заложения не более 25–30 км, т.е. относятся к внутрикоровым разломам.

Строение позднепалеозойского надвига зоны ГУР, изученное нами по ряду широтных пересечений, определяют покровно-надвиговые структуры более высоких порядков, смятые в процессе деформаций в близмеридиональные антиформные и синформные складки. Со складками сопряжены продольно осевые взбросы и надвиги второй генерации. Из-за крайне плохой обнаженности коллизионные надвиговые структуры зоны ВМР изучены недостаточно полно. По нашим данным, полученным при картировании разломной зоны в долине реки Суундук, она также, как и зона ГУР, состоит из чешуйчатых пологих надвигов, смятых в складки.

Для внутренних частей мегазоны характерны «тонкокожие» близмеридиональные надвиги и взбросы с амплитудой смещения в первые км, сопровождающиеся трансферными разломами и складками преимущественно открытого типа. Трансферные разломы, имеющие северо-западное и северо-восточное простирания, ограничивают по латерали взбросы и надвиги или чешуйчатые пакеты в их пределах, а также служат границами блоков с различной полярностью складчатых и разрывных структур.

В Восточно-Уральской и Зауральской мегазонах главные тектонические события на первой стадии тектогенеза связаны с формированием в шовных зонах, разделяющих микроконтинентальные блоки, общекоровых Карталинского и Николаевского (Денисовского) разломов западного падения, выявленных профилем Урсейс. На сейсмическом профиле разломы коррелируются с мощными сериями рефлекторов, прослеживающихся через земную кору до гигантского срыва вдоль границы Мохо. На поверхности они выражены зонами меланжа с проявлением дислокационного метаморфизма высоких давлений [Иванов, 1998]. Структурными методами установлена надвиговая природа Карталинского разлома, а также системы оперяющих его стороны висячего бока чешуйчатых разрывов встречного падения [Знаменский, 2009].

Имеются многочисленные свидетельства о развитии в Восточно-Уральской и Зауральской мегазонах надвиговых структур более высоких порядков [Знаменский, 2009; Пучков, 2010; Нечехун и др., 1986 и др.], однако изучены они неудовлетворительно.

Стадия сдвигообразования в режиме левосторонней транспрессии (C_2-P).

На второй стадии тектогенеза палеоокеанический сектор Южного Урала развивался в режиме транскуррентного левого сдвига. Региональное поле палеотектонических напряжений характеризовалось северо-запад-юго-восточным направлением стресса, сменившимся в заключительные фазы деформаций субширотным сжатием.

В условиях левосторонней транспрессии сформировались крупные левые сдвиги и взбросо-сдвиги близмеридионального простирания, а также произошла активизация ранее образованных взбросо-надвиговых нарушений, испытавших движения с левым знаком. Реактивированные левосторонние смещения реконструированы по всем изучавшимся крупным надвигам и взбросам Магнитогорской, Восточно-Уральской и Зауральской мегазон.

Наиболее интенсивно сдвиговые дислокации проявились на восточном фланге транскуррентного разлома на площади Восточно-Уральской и Зауральской мегазон. В их пределах заложилась региональные и трансрегиональные левые сдвиги и взбросо-сдвиги (Джетыгаринско-Троицкий разлом и его ветви [Знаменский, 2009], Тобольский взбросо-сдвиг [Плюснин, 1971] и др.). Левосторонние разломы концентрируются в шовных зонах, ограничивающих микроконтинентальные блоки. Внутри микроконтинентальных блоков сформировались надвиги, взбросы и складки более высоких порядков преимущественно северо-восточного простирания. К крупным разрывным структурам растяжения, образовавшимся под действием деформаций левосторонней транспрессии, принадлежит магмаконтролирующая зона северо-западного простирания, выделенная Г. Б. Ферштатером [2001] в Восточно-Уральской мегазоне. Эта структура вмещает концентрически зональные массивы Степнинского монцодиорит-гранитного комплекса (Р).

Западный фланг зоны транскуррентного разлома в пределах Магнитогорской мегазоны дислоцирован в меньшей степени. Для него характерны сдвиги и взбросо-сдвиги регионального и локального уровней, которые вместе с активизированными взбросо-надвиговыми нарушениями формируют на флангах мегазоны две близмеридиональные транспрессивные зоны. Важнейшей особенностью сдвиговых зон является присутствие в них подчиненных доменов, развивавшихся при активном участии трансенсивной тектоники – дуплексов растяжения.

Доминирующим транспрессивным интервалам зон свойственна ассоциация близмеридиональных левых взбросо-сдвигов, северо-восточных и субширотных надвигов, взбросов и косых разломов, формирующих разноранговые дуплексы сжатия, а также конические складки северо-восточного простирания.

Дуплексы растяжения, имеющие в плане линзовидную конфигурацию, нарушены, главным образом, зонами малоамплитудных сдвигов и косых разрывов (часто сбросо-сдвигов), которые аппроксимируются Y-сдвигами, R- и R'-сколами Риделя соответственно. Трансенсивные дуплексы играют ведущую роль в размещении в Магнитогорской мегазоне позднепалеозойских комплексов малых интрузий и даек и парагенетически связанных с ними месторождений золота.

Стадия сдвигообразования в режиме правосторонней транспрессии (Mz_1 ?). С деформациями этой стадии связана активизация в условиях юго-запад-северо-восточного регионального сжатия ранее образованных региональных надвигов, взбросов и сдвигов. По близмеридиональным и северо-восточным разломам на этой стадии происходили правосторонние, а по дизъюнктивам субширотного простирания – левосторонние движения, которые вызвали формирование вторичных складчато-разрывных парагенезисов преимущественно транспрессивного типа. Заметного влияния на региональную структуру мегазоны они не оказывают. Структурообразующие обстановки правосторонней транспрессии существовали в пределах океанического сектора Южного Урала, по-видимому, главным образом, в раннемезозойское время.

Особенности строения южноуральского орогена позволяют предполагать, что при коллизии Восточно-Европейской и Казахстанской плит сжатие на первых двух стадиях тектогенеза испытывал не весь вертикальный разрез литосферы, заключенный в межплитном пространстве. Силовое воздействие осуществлялось на подошву определенных слоев литосферы. Такой способ деформации известен в литературе как активный [Шерман и др., 1991]. Формирование надвиговых коллизионных структур Магнитогорской мегазоны связано с широтным силовым воздействием Восточно-Европейской платформы, осуществлявшегося в процессе поддвига по пологому срыву (детachment). Срыв развит внутри фундамента платформы и в пределах западного склона Южного Урала оперяется сверху системой листрических надвигов [Пучков, 2010]. В Магнитогорской мегазоне уровнем detachment ограничена глубина проникновения коллизионных разломов ГУР и ВМР. Надвиговые дислокации в Восточно-Уральской и Зауральской мегазонах сформировались под влиянием Казахстанского континента. Вероятно, здесь «работал» механизм двухрусной тектоники литосферных плит [Лобковский, 1988]. Ортогональная коллизия осуществлялась путем воздействия на подошву земной коры мантийной части литосферы при смещении ее по коровому астеносферному слою. Срыв земной коры с мантийного основания зафиксирован в этой части Южного Урала профилем Уралсейс. На второй стадии тектогенеза восточный склон Южного Урала испытывал косо направленное давление, главным образом, со стороны Казахстанского континента. Механизм деформирования земной коры на третьей стадии пока еще не установлен.

Литература

- Знаменский С. Е.* Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
- Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строение Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Лобковский Л. И.* Геодинамика спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
- Нечехин В. М., Берлянд Н. Г., Пучков В. Н. и др.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ РАН СССР, 1986. 106 с.
- Плюснин К. П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: УТГУ, 1971. 217 с.
- Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Тевелев Ал. В.* Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2003. 48 с.
- Ферштатер Г. Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.
- Шерман С. И., Семинский К. Ж., Борняков С. А. и др.* Разрывообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
- Язева Р. Г., Бочкарев А. В.* Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.