

ЧАСТЬ 2. РУДОНОСНОСТЬ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ РИФТОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

В. В. Зайков, В. В. Масленников
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru

Рудоносность палеоостроводужных структур

Позиция палеоостровных дуг. Рассмотренные в работе палеоостровные дуги сформировались на периферии трех палеоокеанов: Палеоазиатского, Уральского и Тетиса [Колчеданные..., 1979; Зоненшайн, Кузьмин, 1991]. Их возраст охватывает большую часть фанерозойской истории Земли, на протяжении которой островодужные системы контролировали основные эндогенные процессы и формирование колчеданных месторождений.

Среди островных дуг выделяются энсиматические, развитые на коре океанического типа, и энсиалические, развитые на континентальных блоках. В первых преобладают медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные месторождения, во вторых – золото-колчеданно-полиметаллические. Типовыми вулканическими формациями островных дуг являются следующие: толеитовых базальтов с бонинитами, риолит-базальтовая, андезит-базальтовая. Реликты сутурных и субдукционных зон фиксируются офиолитами. Многие островные дуги сопровождались задуговыми бассейнами в окраинных морях.

С коллизионным этапом развития описываемых структур связаны золото-скарновая и золото-сульфидно-кварцевая формации. Для определения закономерностей размещения и условий образования колчеданных месторождений использован рудно-формационный и рудно-фациальный методы анализа.

Островные дуги Палеоазиатского океана располагаются на северной периферии палеоокеана (в современных координатах). К этим палеоостроводужным структурам относятся (с востока на запад): Северо-Саянская, Кузнецко-Алатауская и Салаирская. Они образуют прерывистые фрагменты субширотной, субмеридиональной и дугообразной конфигурации суммарной протяженностью около 1000 км [Дистанов и др., 2009].

Северо-Саянская островодужная структура была приурочена к северному борту Саяно-Тувинского окраинного моря, на современном срезе выраженного венд-кембрийской вулкано-плутонической ассоциацией. В ее состав входят нижнекембрийские бонинит-риолит-базальтовый и плагиогранитный комплексы [Симонов и др., 2004]. Реликты зоны субдукции представлены офиолитами Борусского горста, расположенными южнее дуги.

Наиболее известным является Маинское медноколчеданное месторождение, расположенное на левобережье р. Енисей. Добыча проходила из штолен с рассечками, возле которых расположены отвалы. Состав первичных руд обычен для медноколчеданных месторождений: халькопирит, сфалерит, пирит, магнетит. Главное рудное тело объединяет 15 рудных линз общей протяженностью 320 м и мощностью 33–45 м. Рудные тела интенсивно дислоцированы и смяты в изоклинальные складки.

В южном борту Саяно-Тувинского окраинного моря аналогом описанной структуры является Таннуольско-Хамсаринская активная континентальная окраина, вмещающая колчеданно-полиметаллические, золото-колчеданно-поиметаллические и медноколчеданные месторождения. Рудоносными являются вулкано-тектонические депрессии, сформировавшиеся на шельфе, но стадии островной дуги структура не достигла – не проявлена офиолитовая зона и не сформировалась андезит-базальтовая формация.

Кузнецко-Алатауская дуга имеет субмеридиональное простирание и примыкает с востока к офиолитам субдукционной зоны. Эта ассоциация представлена гипербазитами, габброидами, толеитовыми базальтами и прослежена на расстоянии 600 км при ширине 6–9 км. Падение этих образований восточное под отложения восточного висячего крыла разлома. Островодужные комплексы разделены на ранние и поздние [Алабин, 1999]. Первые представлены лавами толеитовых базальтов и риолитов с аллохтонными телами гипербазитов и интрузиями базитов. Ко вторым отнесены андезиты, трахириолиты и габброиды. Колчеданно-полиметаллическое оруденение проявлено в офиолитовом комплексе незначительно, но широко развиты золоторудные месторождения. Они связаны с гранитоидами ордовикско-силурийского коллизионного этапа и представлены двумя главными типами: золото-скарновым и золото-сульфидно-кварцевым. Наиболее значительными являются месторождения Натальевское и Лебедское (золото-скарновые), Коммунарское, Берикольское, Центральное, Саралинское (золото-сульфидно-кварцевые). Железорудные объекты, слагающие главную сырьевую базу действующих металлургических комбинатов Сибири, представлены вулканогенно-осадочными и контактово-метасоматическими залежами. С ними ассоциируют железо-марганцевые и марганцевые руды.

Салаирская палеостроводужная структура имеет форму дуги, обращенной на северо-восток и надвинутой на Кузнецкий бассейн [Зоненшайн и др., 1990]. Кембрийские отложения относятся к толеитовой, андезит-дацитовой и андезитобазальтовой формациям в ассоциации с телами рифовых известняков и склоновых терригенных отложений. Поскольку аналогичные известняки развиты восточнее в Кузнецком Алатау и Батеневском кряже, то Салаирская дуга, видимо, составляла одно целое с Кузнецко-Алатауской структурой. Колчеданно-полиметаллическая формация Салаира представлена следующими типами месторождений: барит-полиметаллическими (Салаирская группа), колчеданно-полиметаллическими (Урская группа) и медноколчеданными (Каменушинское). Колчеданные рудные тела представлены линзовидными залежами, согласными со слоистостью вмещающих осадочно-вулканогенных толщ.

Островные дуги Уральского палеоокеана. На периферии Уральского палеоокеана сформировались Магнитогорская и Тагильская островодужные системы, а также Рудно-Алтайская и Большекавказская островные дуги. Большинство их начало формироваться в силуре, а закончилось – к позднему девону. Уральские и Алтайские структуры являются наиболее продуктивными среди всех дуг на колчеданное оруденение.

В *Магнитогорскую энсиматическую островодужную систему* входят две островные дуги: Западно- и Восточно-Магнитогорская, разделенные Сибайским междугорным бассейном. С запада система ограничена офиолитами Главного Уральского разлома – крупнейшей сутурной зоной Евразии, реконструирующейся как аккреционная призма прилегающей островодужной структуры. Энсиматический характер лучше проявлен в Западно-Магнитогорской дуге с ассоциацией толеитовых базаль-

тов, бонинитов, риолитов и андезитов практически без интрузий гранитоидов. Исключение составляет Баймакская структура, развитая, по геофизическим данным, на континентальном блоке и вмещающая золото-колчеданно-полиметаллические месторождения. В Восточно-Магнитогорской дуге вулканы ассоциируют с гранитоидными интрузиями, часть которых является синвулканическими, а часть – коллизионными. В междугорном бассейне, образовавшемся при рифтинге, вулканогенные породы риолит-базальтовой формации перекрываются вулканомиктовыми отложениями.

К Магнитогорской палеоостроводужной системе приурочены уникальные месторождения медно-цинково-колчеданной, медно-колчеданной и золото-колчеданно-полиметаллической формаций. Медно-цинково-колчеданные залежи приурочены к зонам внутридугового раздвига (Маканское и Александринское рудные поля). На некоторых месторождениях выявлены реликты пирит-халькопиритовых и пирит-халькопирит-сфалеритовых труб «черных курильщиков» с пригидротермальной фауной, например, на Сибайском, Яман-Касинском, Юбилейном, Молодежном и Узельгинском месторождениях. Остатки пригидротермальной фауны обнаружены, в основном, в виде сульфидизированных трубчатых червей, реже встречаются пеллециподы (Сибай), брахиоподы и моноплакофоры (Яман-Касы). На других колчеданных месторождениях, где распространены халькопирит-сфалеритовые трубы и каналы (Александринское, Октябрьское, Таш-Тау, Джуса), оруденелая фауна не обнаружена или, возможно, представлена кварцевыми ядрами (Октябрьское). Установлено, что сульфидные трубы, богатые пиритом и халькопиритом, характеризуются обильной теллуридной минерализацией, а трубы, в которых преобладают сфалерит, барит или кварц, несут гессит-золото-галенит-блекловорудную минерализацию [Масленникова, Масленников, 2007].

Рудообразующие системы «черных курильщиков» разрушались с образованием сульфидных холмов, высота которых достигала 100 м. По степени разрушения и изменению формы колчеданные залежи образуют морфогенетические ряды от слабо-разрушенных сульфидных холмов с крутыми склонами (Яман-Касы, Сибай), к сильно эродированным холмам с пологими склонами (Молодежное, Учалы) и затем к пластообразным рудокластическим телам с реликтами гидротермальных фаций (Александринское, Джуса).

С колчеданными месторождениями палеоостроводужных структур Урала ассоциируют железорудные, медно-порфиновые и золото-серебряные рудные поля.

Рудно-Алтайская энсиалическая палеоостроводужная структура имеет северо-восточное простираие и прослежена на территории России, Казахстана и Китая на 800 км. Она сформировалась на раздробленной коре Горноалтайской окраины континентального типа [Дьячков и др., 2009]. Ограничениями структуры служат две зоны смятия: Северо-Восточная и Иртышская. Рудоносные базальт-риолитовые комплексы антидромного характера имеют ранне-верхнедевонский возраст. Зайсанская сутурная зона расположена юго-восточнее островной дуги. За ней располагался Калба-Нарымский преддуговой прогиб, заполненный известково-терригенной и аспидной формациями. К внешней дуге относилась Иртышская зона, где накапливалась базальт-риолитовые вулканы. Внутренняя дуга с базальт-риолитовой и андезит-дацитовыми формациями располагалась на территории Рудного Алтая. Северо-восточнее, уже в пределах палеоконтинента, находился краевой вулканический пояс, образованный девонскими вулканогенными формациями Горного Алтая. В карбоне произошло столкновение Казахстанской и Горно-Алтайской континентальных окра-

ин, ранее разделенных Иртыш-Зайсанским палеобассейном. При этом возникли коллизионные процессы, вызвавшие образование гранитоидных интрузий.

К описываемой структуре приурочено пять рудных районов, в которых залегают около 30 промышленных колчеданно-полиметаллических месторождений. Генезис оруденения вулканогенно-осадочный и, частично, гидротермально-метасоматический. Также как и на Урале, выделяется морфогенетический ряд колчеданных залежей: от слабо разрушенных сульфидных холмов (Орловское, Николаевское) до сильно эродированных холмов (Артемьевское) и, наконец, до рудокластических слоистых пластообразных линз (Зареченское, Тишинское и др.). На некоторых месторождениях (Николаевское, Артемьевское, Зареченское) обнаружены фрагменты труб «черных курильщиков». На Николаевском медно-цинково-колчеданном месторождении преобладают медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные трубы при ограниченном развитии колчеданно-полиметаллических. На Артемьевском и Николаевском месторождениях преобладают барит-полиметаллические трубы, содержащие обильную галенит-блеклорудную минерализацию.

Большекавказская (Пишекиш-Тырныаузкая) островодужная структура силурийско-девонского возраста располагается в Передовом хребте Центрального Кавказа [Металлогения..., 1999; Греков, 2006]. Ранние стадии развития островной дуги характеризуются формированием контрастной риолит-базальтовой формации с проявлениями бонинитового магматизма. В современном срезе она представлена тремя тектоническими пластинами, в которых с севера на юг последовательно обнажаются офиолитовая, базальт-андезит-риолитовая, риолит-базальтовая ассоциации. Первая соответствует зоне субдукции, вторая и третья – активным зонам островной дуги. В тыловой части структуры вулканы урупской серии обнаруживают энсиматический характер разреза, а в карачаевской – энсиалический с известково-щелочным составом вулкаников. В марухской зоне вулканизм предположительно прекратился в силуре–раннем девоне, в остальных – в эмсе–раннем эйфеле (Худесское, Урупское месторождения).

Островные дуги палеоокеана Тетис. В мезозое сформировалась Анатолийско-Малокавказская островодужная система, объединяющая соответствующие структуры Малого Кавказа, Понтида и Южной Болгарии и ограниченная с юга офиолитовой зоной [Адамия и др., 1979].

Становление *Малокавказской (Сомхето-Карабахской) палеоостровной дуги* происходило в интервале от юры до позднего мела [Греков, 2006]. В ее составе выделяются две подзоны: основная – юрская и меловая, достраивающая ее северо-западный и юго-восточный фланги. Островодужные вулканоплутонические ассоциации включают базальт-андезит-дацит-риолитовую (рудоносную), андезитобазальт-риолитовую и габбро-диорит-плагиогранитную формации. Для колчеданно-полиметаллических месторождений характерен галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовый, реже халькопирит-сфалерит-пиритовый составы руд. Сплошные разности слагают преимущественно пластообразные залежи, а прожилково-вкрапленные развиваются со стороны лежащего бока в виде жилообразных и штокверковых залежей в метасоматитах.

Понтийская островная дуга мезозойского возраста находится на западном продолжении Малокавказской на южном берегу Черного моря. Ранние проявления островодужного вулканизма относятся к юре с формированием толеитовой серии на докембрийском и палеозойском основаниях [Rejatkovich, 1979]. Во время следующего вулканического цикла (мел–ранний эоцен) сформировалась дацитовая серия, с

которой связаны колчеданно-полиметаллические месторождения Понтийской палеоостроводужной системы. Месторождения состоят из залежей массивных сульфидных руд, которые вниз сменяются штокверковой минерализацией. Некоторые месторождения по морфологии и составу рудных тел представляют собой древние «черные курильщики». По форме и степени разрушения сульфидные постройки образуют морфогенетический ряд от слабо разрушенных сульфидных холмов (Кутлулар) к сильно разрушенным холмам (Чайяли) и, затем, к рудокластическим пластообразным линзам (Лаханос, Киллик, Кизикая). На всех месторождениях обнаружены фрагменты сульфидных труб и реликтовые трубки оруденелых червей. Выделяются медно-колчеданные (Кутлулар), медно-цинково-колчеданные (Чайяли) и барит-колчеданно-полиметаллические трубы (Лаханос, Киллик, Кизикая). В медно-цинково-колчеданных и колчеданно-полиметаллических трубах и оруденелой фауне значительное место занимает галенит-блеклорудная ассоциация в сфалерите. На месторождении Чайяли в кровле холма установлены сближенные каналы, заполненные сульфидами, кальцитом и баритом. Морфология этих тел сложная, ветвистая, общий поперечник 5–7 м. Золотосодержащие каналы имеют зональное строение по распределению сфалерита, халькопирита и пирита.

Среднегорская дуга располагается в Болгарии на продолжении Понтийской островодужной системы. Рудоносными являются позднемеловые риолит-базальтовые комплексы [Златните..., 2007]. С запада на восток выявлена продольная петрохимическая зональность, выражающаяся в нарастании интенсивности и объема магматизма и увеличении его основности и калиевости. Выделяется два основных рудных района: Панагюрско-Этропольский и Ямбольско-Бургасский. В первом преобладают плутоногенные штокверковые золото-медные и вулканогенные гидротермальные золото-колчеданно-полиметаллические месторождения, ассоциирующие с обособленными вулcano-плутоническими постройками. В северной части района более высокое содержание золота в рудах вероятно связано с более глубинным генерированием магм. Самым крупным месторождением региона является Челопеч.

В Ямбольско-Бургасском районе распространены жильные вулканогенно-гидротермальные золото-полиметаллические месторождения (Бакаджик, Зидарово). Они ассоциируют с собственно полиметаллическими (Pb–Zn) и халькопиритовыми жилами. Рудная минерализация связана с обособленными вулcano-плутоническими постройками и также является продуктом единых рудно-магматических систем. Отличия металлогении вызваны спецификой магматизма: в Панагюрско-Этропольском районе он представлен, главным образом, высококальциевой известково-щелочной серией с подчиненным значением шошонитовой, в то время как в Ямбольско-Бургасском районе преобладает шошонитовая и высококальциевая серии.

Таким образом, основными рудоносными структурами палеоостровных дуг являются зоны междуугового и внутридугового раздвига. Формирование колчеданных месторождений в палеоостроводужных структурах происходило путем образования «черных курильщиков», их последующего разрушения и преобразования. Придонный генезис колчеданных руд подтверждается присутствием пригидротермальной фауны в устьевых биотах «черных курильщиков».

Литература

- Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. и др. Основные черты тектоники, магматизма и металлогении Кавказа // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 153–162.
Богоявленская О. В., Пучков В. Н., Федоров М. В. Геология СССР. М.: Недра, 1991. 240 с.

Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Кривцов А. И. и др. Колчеданные месторождения Мира. М.: Недра, 1979. 284 с.

Греков И. И. Среднепалеозойская Большешкавказская островная дуга и вулканогенно-осадочное оруденение // *Металлогения древних и современных океанов-2006. Условия рудообразования.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 30–34.

Дьячков Б. А., Титов Д. В., Сапаргалиев Е. М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // *Геология рудных месторождений*, 2009. Т. 51. № 3. С. 222–238.

Зонениайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 1. М.: Недра, 1990. 328 с.

Златните находища в България. София: Земя-93, 2007. 208 с.

Колчеданные месторождения Мира / Под ред. В. И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.

Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг / Под ред. Н. В. Межеловского, Г. С. Гусева. М.: МПР РФ, 1999. 436 с.

Симонов В. А., Буслов М. М., Кунгурцев Л. В. и др. Бонинитсодержащие палеоспрединовые структуры в Северо-Саянском офиолитовом поясе // *ДАН*, 1994. Т. 339. № 5. С. 650–653.

Сопко П. Ф., Серавкин И. Б., Бобохов А. С., Косарев А. М. Сопоставление условий образования и размещения колчеданных месторождений Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1986. 134 с.

Pejatkovich S. Metallogeny of the Pontide-type massive sulfide Deposits. Ankara: MTA, 1979. 98 p.

В. В. Масленников

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

mas@mineralogy.ru

Морфогенетические типы колчеданных залежей в мезозойских океанических рифтах

Медноколчеданные месторождения, связанные с ультрабазит-базитовыми комплексами, благодаря активному их изучению в массиве Троδος (о. Кипр), стали именоваться кипрским типом. Роль этих месторождений возросла от архея к мезозою. Многочисленные открытия колчеданных месторождений в современных океанических рифтах могут свидетельствовать о нарастании интенсивности колчеданообразования и в кайнозое. Этот тип, как известно, является преобладающим в современных океанах. Однако, мало известно о древних кайнозойских колчеданных месторождениях кипрского типа, захороненных, вероятно, в недрах ложа океанов. Чтобы выявить факторы такой эволюции необходимо, как минимум, сравнить условия формирования современных и мезозойских колчеданных месторождений. С. Д. Скотт [2008] считает, что месторождения кипрского типа сформировались в задуговых спрединговых бассейнах, развивавшихся на океанической коре. Почти ничего не известно о различиях или чертах сходства динамических режимов вулканизма и седиментации и колчеданообразования в рифтах таких задуговых бассейнов и открытых океанов. Один из возможных методов реконструкции таких режимов – морфогенетический анализ колчеданных залежей, который основывается на рудно-фациальном методе, в последние годы интенсивно развиваемом в Институте минералогии УрО РАН. В данной работе представлен краткий обзор по мезозойским колчеданным ме-

сторожениям кипрского типа на основе сравнительного морфогенетического и рудно-фациального методов анализа мезозойских и современных сульфидных построек.

Один из мезозойских колчеданоносных поясов захватывает узкую зону Кордильер и Анд в Северной и Южной Америке. Другой мезозойский колчеданоносный офиолитовый пояс, оставшийся от океана Тетис, проходит вдоль Средиземного моря, южнее Черного моря и севернее полуострова Индостан вплоть до островов Филиппинского архипелага. Этот пояс включает многочисленные колчеданные месторождения, ассоциирующие как с внутридуговыми, так и задуговыми рифтами.

Поздне меловые медно-колчеданные месторождения *Кипра* локализуются в офиолитовом комплексе Тродос, который рассматривается как заполненный осадками океанический рифт Неотетиса либо как задуговой бассейн типа Марианского трога. На медноколчеданных месторождениях Кипра, залегающих среди базальтов, форма рудных тел обычно линзовидная, сульфидные холмы существенно сглажены процессами разрушения и гальмиролиза. Гидротермальные руды массивные или характеризуются обилием колломорфного пирита. В отличие от руд слабо разрушенного сульфидного холма медноколчеданного месторождения Байда, локализуемого в офиолитовом комплексе Омана, в рудных телах кипрских колчеданных месторождений широко представлены несортированные рудные брекчии, глыбовые обломки, цементированные сульфидным песком и почти не содержащие пирротин [Constantinou, Govett, 1972]. В халькопиритовых трубах кипрских месторождений обнаружены реликты изокубанита также, как и на Омани и в современных «черных курильщиках» [Oudin, Constantinou, 1984]. В брекчиях месторождения Скуриотисса автору удалось обнаружить многочисленные фрагменты пиритовых диффузеров. Гидротермально-биогенные фации некоторых месторождений Кипра (Киноуса, Меми, Камбия, Капедес) представлены оруденелой фауной вестиментифер, гастропод и полихет [Little et al., 1999a]. Сульфидные руды перекрываются вулканогенно-осадочными слоистыми породами мощностью от первых до 10 м с гиалокластогенными песчаниками базальтового состава, оксидно-железистыми охрами и марганцовистыми умбрами, сидеритами, известняками и мергелями [Constantinou, Govett, 1972]. Охры содержат гематит, гетит, магнетит, сидерит, реликты сульфидов и относятся к продуктам субмаринного окисления сульфидных руд. Более широко распространенные умбры, кроме гематита и гидрогематита, гетита и гидрооксидов марганца, содержат реликты гиалокластогенного материала.

Медноколчеданные месторождения *Омана*, также как и кипрские, залегают среди базальтов, содержащих слои и линзы известняков, высоко-железистых охр и умбры [Fleet, Robertson, 1980]. Офиолитовый комплекс Омана входил в состав рифта, который являлся частью островодужной системы океана Тетиса [Mahfoud, Beck, 1997]. Классическими представителями оманских месторождений являются медноколчеданные месторождения Байда и Аржа. Рудная залежь месторождения *Байда* имеет изометричную форму, и может быть реконструирована как слабо разрушенный сульфидный холм. В основании холма развита штокверковая сульфидная минерализация. Сульфидные руды, в основном, представлены бедными халькопирит-пиритовыми и халькопирит-пирроотиновыми массивными разновидностями, содержащими железистый сфалерит, марказит, изокубанит, макинавит и магнетит. В колломорфных рудах месторождения обнаружены оруденелые трубчатые черви [Naughton, 1989]. В слоистой рудной залежи месторождения *Аржа*, представляющей более разрушенную сульфидную постройку, присутствуют аномальные содержания борнита и теннантита [Jher et al., 1984]. Установлено, что околорудные высокожелезистые

охры представляют собой продукты субмаринного окисления сульфидов в присутствии карбонатного материала или гидротермально-осадочные металлоносные осадки. Умбры образовались в кровле железистых холмов [Fleet, Robertson, 1980].

Еще одним примером являются медноколчеданные месторождения *Филиппинских островов* (Барло, Хиксбар и Бангбонган), залегающие среди мел-палеогеновых базальтов в основании колчеданосного бимодального риолит-дацит-андезит-базальтового разреза с известняками. Месторождение **Барло** расположено на западном побережье о-ва Лусен. Руды представлены крупными линзовидными телами, полого погружающимися к югу. Большая часть руд представляет собой пористый агрегат концентрически-зональных скоплений сульфидов, сцементированных мелкозернистыми агрегатами кварца и пирита. Участки богатой халькопиритовой, сфалеритовой и халькопирит-сфалеритовой руды беспорядочно распределены среди пиритовой массы. В музее Естественной Истории в Лондоне хранятся образцы оруденелых трубчатых червеобразных организмов с этого месторождения. Специфической особенностью месторождения является присутствие в рудном теле галечника, состоящего из обломков окремненных вулканических пород, импрегнированных сфалеритом и пиритом, которые беспорядочно распределены в глинистой массе [Колчеданные..., 1984].

Пока еще мало известно о многочисленных небольших медно-колчеданных месторождениях офиолитового пояса *Албании* (Рабик, Палай-Карме и Пораве). Большинство рудных залежей этих месторождений реконструируются как сульфидные холмы, образованные при разрушении «черных курильщиков» [Nohha et al., 2005]. Сходство албанских медноколчеданных месторождений с кипрскими и оманскими заключается в приуроченности к протяженным (до 25 км) линейным структурам и дайковым поясам, обилии штокверковой минерализации в лежащем боку, холмообразной форме построек. Однако на этих месторождениях отсутствуют охры и умбры.

К особому типу относятся колчеданные месторождения базальт-черносланцевой ассоциации. Классическим примером являются месторождения группы **Кюре**, приуроченные к одноименному офиолитовому комплексу в *Центральных Понтидах* (Турция). Параллельные дайки и подушечные базальты перекрываются гемипелагическими сланцами и турбидитами. Считается, что комплекс Кюре открылся в позднем палеозое как окраинно-океанический бассейн Палеотетиса в южной части Евразийского континента. Бассейн закрылся в юрский период и во время субдукционных процессов вошел в состав аккреционной призмы [Ustaomer, Robertson, 1994]. Небольшие пластообразные медноколчеданные залежи залегают на базальтах с горизонтом черных сланцев. Главные рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом.

Мезозойские кобальт-медноколчеданные месторождения *Эргани-Маден* и *Вейс* непосредственно залегают на серпентинитах, связанных с меловыми комплексами Таврской тектонической зоны на восточном продолжении офиолитового комплекса Динарид через о. Кипр. Рудовмещающий вулканогенно-осадочный горизонт сложен, в основном, хлоритолитами и красными аргиллитами. Главная рудная залежь месторождения **Эргани-Маден** имеет в разрезе и в плане эллиптическую форму и, по видимому, представляет собой слабозагрязненный сульфидный холм. В рудной залежи преобладают массивные руды, сложенные пиритом и халькопиритом, иногда в ассоциации с пирротинном, магнетитом и сидеритом. В подрудной части значительный объем занимают прожилково-вкрапленные халькопирит-пиритовые руды.

Редкими минералами являются сфалерит, кубанит, линнеит и валлериит, барит. Местами сохранились метаколлоидные структуры руд, сложенные пиритом, марказитом и мельниковитом. В пирите сохранились оруденелые фораминиферы [Колчеданные..., 1979].

Существует мало данных о колчеданных месторождениях офиолитовых комплексов *Кордильер*. В основании геологического разреза францисканской формации в Калифорнии встречаются мелкие медноколчеданные месторождения, залегающие среди подушечных базальтов, ассоциирующих с яшмами. Некоторые из них (*Фигаро*) представляют собой фрагменты слабо разрушенных сульфидных построек, содержащих пирит-халькопиритовые трубы «черных курильщиков», донные гидротермальные корки колломорфного и фрамбоидального пирита и многочисленную оруденелую фауну, представленную вестиментиферами, брахиоподами и гастроподами [Little et al., 1999b].

Таким образом, применительно к мезозойским колчеданным месторождениям океана Тетис установлены типичные представители следующего морфогенетического ряда колчеданных залежей: 1) слабо разрушенные сульфидные постройки с преобладанием гидротермальных рудных фаций (Байда); 2) сильно разрушенные сульфидные постройки с преобладанием рудных брекчий (Скуриотисса); 3) рудокластические слоистые залежи (Аржа).

В целом, рудно-фациальные особенности мезозойских колчеданных месторождений кипрского типа свидетельствуют об их сходстве с холмообразными сооружениями черных курильщиков в современных океанах. Как в тех, так и в других выделяются донные гидротермальные фации сульфидных труб, диффузеров, гидротермально-биогенные и рудокластические фации, а также продукты их субмаринного гипергенеза. Однако мезозойские сульфидные постройки оказываются более разрушенными, чем трубообразные сульфидные постройки, преобладающие в высокоспрединговых рифтах Тихого океана (например, ВТП) и менее разрушенными по сравнению с сульфидными постройками предшествующих эпох. По морфологии рудных тел они более соответствуют сульфидным постройкам медленноспредингового Срединно-Атлантического рифта, где встречаются как слабо, так и сильно разрушенные сульфидные холмы и рудокластические линзы. Автор полагает, что форма колчеданных залежей отражает время их экспозиции на морском дне и момент захоронения их лавовыми потоками. Это позволяет реконструировать и сопоставлять режимы вулканизма различных колчеданоносных эпох. На основе этого предполагается, что режимы базальтового вулканизма колчеданоносных регионов в истории Земли становились более интенсивными. В дальнейшем необходимо сопоставление режимов вулканизма океанических и островодужных рифтов по морфогенетическим особенностям колчеданных залежей.

Работа выполнялась по проектам РФФИ (№ 08-05-00731а) и Президиума РАН № 09-П-5-1023.

Литература

Колчеданные месторождения мира / *Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Кривцов А. И. и др.* М.: Недра, 1979. 284 с.

Колчеданные месторождения зарубежных стран / Под ред. *С. Н. Иванова*. М.: Наука, 1984. 216 с.

Скотт С. Д. Колчеданные месторождения: опыт континентальной и морской геологии // *Металлогения древних и современных океанов*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 16–19.

- Constantinou G., Govett G. J. S.* Genesis of sulfide deposits, ochre, and umber of Cyprus // Inst. Mining, Metallurgy. Tran., 1972. Vol. 81. Sec. B. P. 403–422.
- Fleet A. J., Robertson A. H. F.* Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman // J. Geol. Soc., 1980. Vol. 137. Pt. 4. P. 403–422.
- Haymon R. M., Koski R. A., Abrams M. J.* Hydrothermal discharge zones beneath massive sulfide deposits mapped in the Oman ophiolite // Geology, 1989. Vol. 17. P. 531–535.
- Hoxha L., Scott P. W., Eyre J. M.* The geological setting of volcanogenic sulphide orebodies in Albanian Ophiolites // Transaction of Intitutions of Mining and metallurgy. Section B. Applied Earth Science, 2005. Vol. 114. Issue 1. B33–B52.
- Ixer R. A., Alabaster T., Pearce J. A.* Ore petrography and geochemistry of massive sulphide deposits within the Semail ophiolite, Oman // Transaction of Intitutions of Mining and metallurgy. Section B. Applied Earth Science, 1984. Vol. 93. P. 114–124.
- Little C. T. S., Cann J. R., Herrington R. J., Morisseu M.* Late Cretaceous hydrothermal vent communities from Trodosa ophiolite, Cyprus // Geology, 1999a. Vol. 27. Issue 11. P. 1027–1030.
- Little C. T. S., Herrington R. J., Haymon R. M., Danelian T.* Early Jurassic hydrothermal vent community from the Franciscan Complex, San Rafael Mountains, California // Geology, 1999b. Vol. 27. № 2. P. 167–170.
- Mahfoud R. F., Beck J. N.* Copper mineralization in the ophiolite of Oman: the genesis and emplacement relationship with the orogenic movements of serpentized peridotite // International Geology Review, 1997, Issue 3. P. 252–286.
- Oudin E., Constantinou G.* Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // Nature, 1984. Vol. 308. P. 349–353.
- Ustaomer T., Robertson A.H.F.* Late Paleozoic marginal basin and subduction accretion: the Palaeotethyan Kure Complex, Central Pontides, Northern Turkey // Journal geological Society (London), 1994. Vol. 151. Issue 2. P. 291–305.

В. А. Симонов, А. В. Котляров, С. И. Ступаков
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
simonov@uiggm.nsc.ru

Особенности магматических систем, участвовавших в формировании гипербазитовых комплексов в рифтогенных и островодужных структурах

Рифтогенные и островодужные структуры играют большую роль в современных океанических областях. Рифты срединно-океанических хребтов и островные дуги протягиваются на десятки тысяч километров. Данная ситуация была характерна и для древних океанов, фрагменты структур которых сохраняются в складчатых областях в виде офиолитовых ассоциаций. Ультраосновные породы широко представлены в этих структурах, но принадлежат они, в основном, к тектонизированным реститогенным гипербазитам. Участие расплавов при формировании ультрамафитовых комплексов реконструируется с большим трудом из-за интенсивных вторичных изменений, часто приводящих к полной серпентинизации первичных пород. В связи с этим, для решения проблем участия магматических систем при формировании гипербазитовых комплексов в рифтогенных и островодужных структурах наиболее перспективными являются исследования первичных минералов и расплавных включений, несущих прямую информацию о генетических процессах.

В данном сообщении приводятся результаты исследования расплавных включений и хромшпинелидов из ультраосновных пород, отобранных на эталонных объектах и представляющих структуры современных и древних океанов. Это районы разломов 15°20' и Сьерра-Леоне, пересекающих рифтовые зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ), а также офиолиты Тувы и Чарской зоны (Казахстан), являющиеся фрагментами структур древних островных дуг и окраинных бассейнов.

Включения изучались по методике, опубликованной ранее [Симонов и др., 2009б]. Составы включений и хромшпинелидов определены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды установлены на ионном зонде IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) согласно [Соболев, 1996].

Расплавные включения. Несмотря на то, что расплавные включения в хромшпинелидах представляют собой очень редкое явление, нам удалось в последнее время найти и получить интересную информацию по включениям для некоторых объектов в структурах современных и древних океанов. Прежде всего, это базит-гипербазитовые комплексы в рифтовых зонах Центральной Атлантики [Симонов, Ковязин, 2009; Симонов и др., 2009а]. В частности, проведенные исследования включений в хромшпинелидах показали, что часть перидотитов зоны разлома 15°20' формировалась в ходе кристаллизации в интрузивной камере исходного пикробазальтового расплава при снижении температуры от 1360 до 1215 °С. В результате анализа расплавных включений с помощью ионного зонда было выделено два типа расплавов, участвовавших при формировании гипербазитов зоны разлома 15°20': сухие и истощенные РЗЭ расплавы, а также относительно обогащенные водой и ЛРЗЭ магматические системы.

В хромшпинелидах из троктолитов района Сьерра-Леоне были найдены первичные расплавные включения, исследования составов которых показали, что дифференцированные высокожелезистые Fe-Ti серии являются результатом кристаллизации обогащенных магматических систем, не зависящих от преобладающего в Центральной Атлантике магматизма типа N-MORB. В результате исследования включений с помощью ионного зонда получены прямые свидетельства о повышенном содержании воды (до 1.24–1.77 мас. %) в расплавах, сформировавших Fe-Ti серии района Сьерра-Леоне. Данные по распределению РЭ и РЗЭ, высокие значения отношений $(La/Sm)_N$ и $(Ce/Yb)_N$ в расплавных включениях, в целом, показывают относительно обогащенный характер расплавов, из которых кристаллизовались эти серии и свидетельствуют о возможном влиянии глубинного мантийного плюма. Расчетное моделирование на основе данных по включениям показало, что кристаллизация интрузивов высокожелезистой серии района Сьерра-Леоне происходила из водонасыщенных расплавов с относительно невысокими температурами (1020–1240 °С).

Среди офиолитов наиболее представительные данные по расплавным включениям в хромшпинелидах были получены для дунитов Южной Тувы [Симонов и др., 2009б]. Проведенные исследования включений в хромшпинелидах из дунит-верлит-пироксенитовой ассоциации офиолитов Южной Тувы позволили выяснить условия кристаллизации расслоенного комплекса в магматической камере. Установлены также параметры расплавов, формировавших габбро-диоритовые серии и дайковые комплексы. Моделирование на основе данных по включениям показало, что кристаллизация ультраосновных пород происходила при значительно более высоких темпера-

турах (дуниты – 1380–1250 °С, верлиты – 1250–1220 °С), чем габбро (1220–1140 °С) и габбро-диоритовые серии (1220–1120–1020 °С). С помощью анализа включений на ионном зонде установлено, что расплавы, сформировавшие расслоенные серии офиолитов Южной Тувы, по особенностям распределения РЗЭ хорошо согласуются с данными по габброидами из современных океанов.

Хромшпинелиды. Расплавные включения в хромшпинелидах встречаются крайне редко, но оказалось, что имея информацию о минералах с включениями, можно выработать некоторые критерии диагностики магматогенных хромитов по их составу. Эта ситуация рассматривается на примере отмеченных выше хромшпинелидов с включениями, а также минералов из других ультраосновных пород офиолитов Тувы и Чарской зоны.

На диаграмме Cr#–Mg# видны резкие отличия хромшпинелидов из дунит-гарцбургитового комплекса Агардагского массива от минералов из дунитов Карашатского массива. Для первых характерны очень высокая хромистость (65–84 %), рост Cr# при падении магнезиальности и расположение в поле хромитов из гипербазитов офиолитов Западного Саяна и Кузнецкого Алатау (рис.). Для вторых отмечается

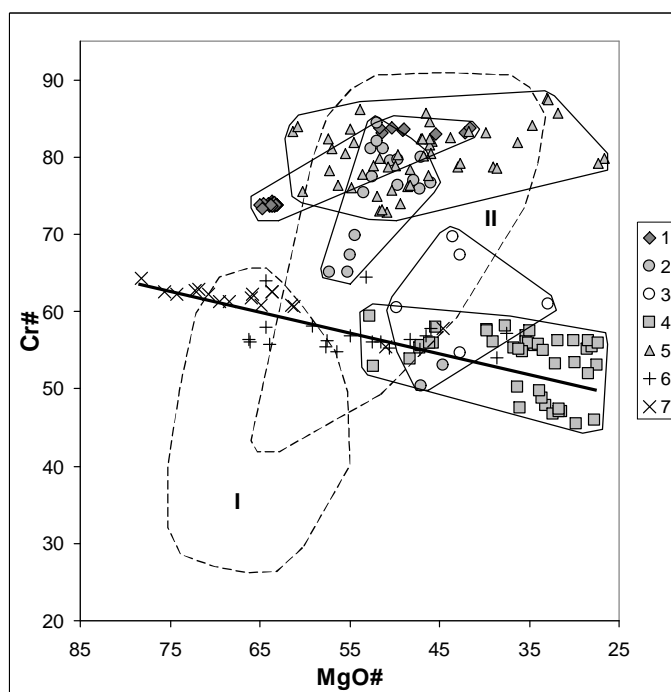


Рис. Диаграмма Cr# – Mg# для хромшпинелидов.

1–7 – хромшпинелиды: из гипербазитов Чарской зоны, Казахстан (1); из пород дунит-гарцбургитового (2) и верлит-пироксенитового комплексов (3) Агардагского массива (Южная Тува); из дунитов Карашатского массива (4, Южная Тува); из гипербазитов офиолитов Восточной Тувы (5); из троктолитов района Сьерра-Леоне (6) и из перидотитов зоны разлома 15°20' (7) в Центральной Атлантике. Поля составов хромшпинелидов из ультрабазитов зоны разлома 15°20' (I) и из гипербазитов древних офиолитов Западного Саяна и Кузнецкого Алатау (II). Cr# = Cr*100/(Cr+Al). Mg# = Mg*100/(Mg+Fe²⁺). Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов, Ступак, 1996; Симонов и др., 1999, 2009а].

совершенно иная картина с падением $Cr\#$ (от 59 до 45 %) при уменьшении $Mg\#$ и ассоциация с хромитами из базит-гипербазитовых комплексов района Сьерра-Леоне и зоны разлома $15^{\circ}20'$ в Центральной Атлантике, с которыми они образуют фактически единый тренд (рис.). Необходимо отметить, что хромшпинелиды из отмеченных пород САХ и Карашатского массива содержат расплавные включения и соответственно имеют магматогенное происхождение [Симонов, Ковязин, 2009; Симонов и др., 2009а, б]. Таким образом, отмеченные характерные отличия составов хромшпинелидов могут служить свидетельством того, что породы дунит-гарцбургитового комплекса Агардагского массива не кристаллизовались из расплавов, а являются, скорее всего, реститами. Минералы из верлит-пироксенитового комплекса Агардагского массива располагаются между этими двумя группами, располагаясь частично в поле Карашатского массива, что говорит о магматогенном происхождении этих пород.

Хромшпинелиды из гипербазитов Чарской зоны (Казахстан) и Восточной Тувы обладают высокой хромистостью (более 73 %) и характеризуются ростом $Cr\#$ при падении магнезиальности (рис.), что характерно для хромитов Агардагского массива и что свидетельствует о принадлежности этих ультраосновных пород к реститам.

Для выяснения степени истощенности (деплетированности) реститовых гипербазитов информативным является отношение Cr/Al в хромшпинелидах, увеличивающееся по мере роста частичного плавления мантийного субстрата, которое можно оценить, используя данные из работ [Симонов и др., 1999; Леснов, 2009; Jaques, Green, 1980; Hirose, Kawamoto, 1995]. В случае Агардагского массива, Чарской зоны и Восточной Тувы высокохромистые хромшпинелиды ($Cr\#$ более 65–73 %) свидетельствуют о предельно максимальном деплетировании пород дунит-гарцбургитового комплекса, для которых степень частичного плавления составляла более 30 %.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-00180) и Проекта ОНЗ 10.1.

Литература

- Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и аксессуарные минералы. Новосибирск: Гео, 2009. 190 с.
- Симонов В. А., Ковязин С. В. Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавному включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат. третьей междунар. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 193–195.
- Симонов В. А., Колобов В. Ю., Пейве А. А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.
- Симонов В. А., Ступаков С. И. Особенности палеогеодинамических обстановок формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области (по данным изучения минералов из ультрабазитов) // ДАН, 1996. Т. 351. № 1. С. 93–95.
- Симонов В. А., Шарков Е. В., Ковязин С. В. Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология, 2009а. Т. 17. № 5. С. 521–538.
- Симонов В. А., Шелепаев Р. А., Котляров А. В. Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат. третьей междунар. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009б. Т. 2. С. 195–198.
- Соболев А. В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
- Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H_2O on the genesis of basaltic magmas // Earth and Planetary Science Letters, 1995. Vol. 133. P. 463–473.
- Jaques A. L., Green D. H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1980. Vol. 73. № 3. P. 287–310.

В. В. Масленников¹, С. П. Масленникова¹, А. Ю. Леин², Ю. А. Богданов²

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

² – *Институт океанологии РАН, г. Москва*

Минералого-геохимические особенности сульфидных труб «черных курильщиков» современных океанических рифтов

За последнюю четверть века опубликованы замечательные обзоры, посвященные анализу геологической позиции, строению и составу сооружений «черных курильщиков» в современных океанах [Богданов, 1997; Богданов, Сагалевич, 2002; Богданов и др., 2006; Бортников, Викентьев, 2005; Лисицын и др., 1990, 1993; Рона, 1986 и др.]. Эти данные инициируют новые исследования древних колчеданных месторождений, сформированных в различных геодинамических обстановках. Несмотря на хорошую изученность древних и современных колчеданных месторождений, остаются многочисленные проблемные вопросы, касающиеся факторов минералообразования в рудных фациях, различающихся по минералогии и геохимии. Задача данной статьи – осветить некоторые новые результаты, которые получены нами при использовании революционного ЛА-ИСП-МС анализа элементов-примесей в сульфидных (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерным микропроборником в Университете Тасмании). Этим методом была изучена геохимическая зональность сульфидных труб гидротермальных полей Атлантического (Рейнбоу, Брокен Спур, Менез Гвен, Снейк Пит, Лаки Страйк, ТАГ, Логачев) и Тихого (9?с.ш. ВТП, Осевая гора, Манус, Лау, Галапагосский хребет) океанов.

По минералогической зональности обнаруженные трубы имеют много общего с гидротермальными сульфидными трубами фанерозойских колчеданных месторождений. Выделены медноколчеданные, медно-цинково-колчеданные и колчеданно-полиметаллические типы труб. Для каждого типа характерны свои особенности состава и минералогической зональности. Наружные части оболочек медно-колчеданных труб сложены в основном колломорфным пиритом (подзона А1). При переходе к средним слоям (подзона А2) оболочек труб нарастает количество марказита, замесившего колломорфный пирит и псевдоморфозы тонкодисперсного пирита по пирротину. Во внутренних частях (подзона А3) оболочек труб увеличивается количество эвгедрального пирита и гидротермально-метасоматического халькопирита. Внутренние стенки каналов труб последовательно обросли друзовидными агрегатами кристаллов халькопирита (зона В), пирита, марказита (зона С) и кварца (зона D). Сходное строение имеют медно-цинково-колчеданные трубы, отличающиеся появлением сфалерита во внутренних частях оболочек (подзона А2) и каналов (зона С). Барит-колчеданно-полиметаллические трубы характеризуются преобладанием сфалерита и халькопирита над пиритом, появлением обильного галенита и барита, отсутствием псевдоморфоз пирита по пирротину. Сфалерит доминирует как в оболочках, так и в каналах труб.

Установлено, что медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные трубы более характерны для гидротермальных полей срединно-океанических рифтов и рифтов обширных задуговых бассейнов (Фиджи), тогда как баритовые и барит-колчеданно-полиметаллические – для внутридуговых бассейнов. Эта же закономерность выявляется и для сульфидных труб древних колчеданных месторождений: месторождения

кипрского типа содержат фрагменты медноколчеданных труб, куроко типа – в основном, барит-колчеданно-полиметаллических, а уральского типа – все разновидности при преобладании медно-цинково-колчеданных. В целом, это коррелирует с составом вулканитов в подрудных толщах. Чем больше кислых вулканитов по сравнению с базальтами, тем выше вероятность обнаружения барит-полиметаллических труб. Однако имеются и исключения. Например, обломки сульфидных труб затухающего поля Менез Гвен по своей зональности почти не отличаются от барит-колчеданно-полиметаллических труб древних и современных внутридуговых бассейнов. Можно предполагать, что появление барита связано не столько с геодинамическими обстановками колчеданообразования, сколько с высокой зрелостью гидротермальной системы, которая прошла стадию разложения темноцветных минералов и достигла стадии разложения плагиоклазов, более богатых барием.

Для древних колчеданных месторождений установлено, что каждый минеральный тип труб характеризуется своими ассоциациями аксессуарных минералов и элементов-примесей. Например, медноколчеданные трубы, как правило, обеднены аксессуарными минералами, медно-цинково-колчеданные трубы – содержат обильные теллуриды Bi, Au, Ag, Co, Fe, Hg, Pb, барит-колчеданно-полиметаллические трубы характеризуются золото-галенит-блекловорудной ассоциацией, иногда с теллуридами Ag.

Эти данные выглядят логичными, поскольку при формировании медноколчеданных труб условия для отложения теллуридов в ассоциации с пирротинном были слишком восстановительными, и теллур выносился гидротермальными струями в окружающую воду, с переходом в низкотемпературные условия – в растворимые соединения теллуридов. При формировании барит-колчеданно-полиметаллических труб обстановка была слишком окислительная, и поскольку теллуриды не равновесны с баритом, оксид теллура оставался в недрах гидротермальной системы. Промежуточные условия, характерные для медно-цинково-колчеданных труб, были, вероятно, оптимальными для выпадения теллуридов совместно с халькопиритом на стенках каналов труб. Применительно к современным «черным курильщикам» эта закономерность прослеживается, если сравнить медноколчеданные и барит-колчеданно-полиметаллические трубы современных СОХ и внутридуговых бассейнов, соответственно. Однако, широко распространенные медно-цинково-колчеданные трубы СОХ, по общему мнению, не несут теллуридной минерализации, хотя имеются единичные находки теллурида Bi в трубах трога Эсканаба [Zierenberg et al., 1993] и теллурида Hg в трубах поля Рейнбоу [Леин и др., 2003].

Проведенный нами анализ распределения теллура в сульфидных трубах современных «черных курильщиков» показал, что теллуриды имеют более широкое распространение. Также как и в медно-цинково-колчеданных трубах Урала (Яман-Касы, Молодежное, Узельга), теллур чаще концентрируется в халькопирите, чем в пирите и сфалерите. Это видно, например, в медно-цинково-колчеданных трубах ВТП 9? с.ш., горы Осевой и др., даже при общих низких содержаниях теллура. В таких же сульфидных трубах других палеогидротермальных полей Тихого (Галапогосский хребет) и Атлантического (Брокен Спур, Рейнбоу) океанов содержания теллура оказались аномальными (до 150 г/т). Более того, анализ трендов распределений теллура и других элементов-примесей указывает на присутствие нановключений теллуридов Bi.

Сходная проблема обнаруживается и при изучении распределения самородного золота. В древних «черных курильщиках» самородное золото встречается либо в халькопирите медно-цинково-колчеданных труб, богатых кварцем, баритом и сфале-

ритом (Яман-Касы, Молодежное), либо в сфалерите барит-колчеданно-полиметаллических труб (Октябрьское, Александринское, Валенторское). Самородное золото было обнаружено в барит-колчеданно-полиметаллических трубах «курильщиков» внутридугового бассейна Лау [Herzig et al., 2003], а также в халькопирите труб, сформированных на серпентинитовом основании (поля Рейнбоу, Логачев). В сульфидных трубах, развитых на базальтовом основании океанических рифтов, особенности распределения самородного золота, характеризующегося низкими содержаниями, не рассматривались. При изучении медно-цинково-колчеданных труб поля ТАГ методом ЛА-ИСП-МС нами были обнаружены аномальные содержания Au (до 50 г/т) в халькопирите. Предполагается, что появление аномального золота в «черных курильщиках» зависит не только от состава рудовмещающей формации, но и во многом определяется «зрелостью» гидротермальных систем. Поле ТАГ, вероятно, относится к таким «зрелым» гидротермальным системам.

Другой интересный для рассмотрения химический элемент – Se. Для сульфидных труб «черных курильщиков» месторождений уральского типа (например, Яман-Касы) установлено, что максимальные содержания Se (100–200 г/т) связаны с халькопиритом медноколчеданных труб, а минимальные – с барит-колчеданно-полиметаллическими [Maslennikov et al., 2009]. Аналогичные закономерности установлены для сульфидных «черных курильщиков» современных океанических рифтов, однако содержания Se здесь на порядок выше (1000–3000 г/т), особенно в трубах, богатых халькопиритом. При уменьшении толщины слоя халькопирита содержания Se как в древних, так и в современных «курильщиках» понижаются. Минимальными содержаниями Se характеризуется халькопирит барит-полиметаллических труб. Лишь в некоторых разновидностях можно обнаружить концентрацию Se в эвгедральном пирите оболочек труб. Очевидно, что для концентрации Se в пирите, по сравнению с халькопиритом, требуются более-менее восстановительные условия.

Блекловорудная минерализация обычно не является характерной для труб «черных курильщиков» океанических рифтов. Она более свойственна барит-колчеданно-полиметаллическим трубам внутридуговых бассейнов. Вместе с тем, использование ЛА-ИСП-МС позволило установить присутствие нановключений блеклых руд и сульфосолей в трубах «черных курильщиков». Например, в сфалерите оболочки труб «черных курильщиков» горы Осевой обнаружены нановключения серебро-сурьмяных сульфосолей.

Можно наметить и общие черты в геохимической зональности труб «черных курильщиков». Колломорфный пирит, образующий наиболее наружную часть оболочки, обогащен элементами-примесями низкотемпературной ассоциации: Tl, Pb, Mn, Ni, Ba, Au, Ag, U и V. Для самых высокотемпературных халькопиритовых слоев, выросших на внутренние стенки каналов труб, характерны аномальные содержания Se, Te, иногда Sn, Co, Bi. Сфалерит, всегда более железистый в трубах современных «черных курильщиков», по сравнению с древними и обогащен Cd, Sn, Co, Fe. Содержания этих элементов падают в сфалерите колчеданно-полиметаллических труб. Гетитовые продукты окисления сульфидных труб, как правило, обогащены V, W, U, Mo, Mn.

Таким образом, полученные данные методом ЛА-ИСП-МС по наноминералогии и геохимии сульфидных труб современных и древних «курильщиков» открывают более широкие возможности для сравнений и позволяют решить ряд проблем минералого-геохимической дифференциации в гидротермально-осадочных системах колчеданообразования.

Авторы благодарят академика А. П. Лисицына, И. Джонассона, П. Херцига за предоставленные материалы по современным «черным курильщикам» и сотрудничество. Работы выполнялись по проекту Президиума РАН № 09-П-5-1023.

Литература

- Богданов Ю. А., Сагалевич А. М.* Геологические исследования с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир». М.: Научный мир, 2002. 304 с.
- Богданов Ю. А.* Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с.
- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевич А. М., Гурвич Е. Г.* Гидротермальный рудогеогеоз океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Бортников Н. С., Викентьев И. В.* Современное сульфидное минералообразование в мировом океане // ГРМ, 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.
- Леин А. Ю., Черкашев Г. А., Ульянов А. А. и др.* Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия, 2003. № 3. С. 304–328.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Воробьев П. В. и др.* Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993. 256 с.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
- Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.
- Herzig P. M., Hannington M. D., Fouquet Y., Von Stackelberg, Petersen S.* Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back-arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of Southwest Pacific // Economic Geology, 1993. Vol. 88. P. 2182–2209.
- Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V.* Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICPMS) // Economic Geology, 2009. Vol. 104. P. 1111–1141.
- Zierenberg R. A., Koski R. A., Morton J. L., Bouse R. M.* Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba trough, Southern Gorda Ridge // Economic Geology, 1993. Vol. 88. № 8. P. 2069–2099.

И. Ю. Мелекесцева¹, А. М. Юминов², П. Нимис³

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

² – Южно-Уральский государственный университет, Миасский филиал

³ – Университет г. Падуя, Италия

Сульфидные руды гидротермального поля Семенов-1 (13°30.87'с.ш., САХ): текстуры, минералогия и условия образования

В 30-м рейсе НИС «Профессор Логачев» (2007 г.) был открыт новый гидротермальный сульфидный узел Семенов (13°31'с.ш.) [Beltenev et al., 2007; Бельтенева и др., 2009]. Он находится между разломами Зеленого мыса и Марафон на подводной горе, сложенной ультрамафитами, габбро, базальтами и плагиогранитами, и состоит из пяти полей – Семенов-1, -2, -3, -4 и -5. В настоящей работе представлены результаты изучения руд поля Семенов-1 (станция 30л186): их текстур, минералогии и условий образования.

Поле Семенов-1 расположено у подножия горы на глубинах 2570–2620 м и представляет собой единый холм (возможно, серию рудных холмов) и продуктов их разрушения [Информационный..., 2007; Иванов и др., 2008]. Драгированные породы станции 186 представлены базальтами и серпентинизированными ультрамафитами. Максимальная наблюдаемая протяженность рудных образований составляет около 175–200 м. Сульфидный материал станции 186 представлен серноколчеданными рудами с большим количеством барита (до 20 %). Содержания основных металлов в изученных образцах руд составляют (в %): Cu 0.08–0.11; Zn 0.04–0.11; Au 0.35–1.53 г/т; Ag 11.4–33.3 г/т.

Текстуры руд. Образцы руд для исследований были отобраны И. Ю. Мелекесцевой на борту НИС «Профессор Логачев» в 2007 г. и представлены пористыми, тонкозернистыми, сажистыми марказит-пиритовыми рудами с баритом и опалом. На спилах образцов хорошо видны полости удлиненной морфологии, инкрустированные баритовыми кристаллами, что свидетельствует об их росте в открытом пространстве. На баритовые кристаллы нарастают почковидные марказит-пиритовые агрегаты с размером отдельных почек от 1 до 3 мм. Часто полости разветвляются и полностью запечатаны баритом или сульфидами. По текстурным характеристикам и весьма простой минералогии с преобладанием дисульфидов Fe эти руды могут представлять собой (1) массивные сульфиды, характерные для флангов построек с низкотемпературным диффузным истечением гидротермального флюида, либо (2) фрагменты краевых частей диффузеров, которым также свойственна высокая пористость и наличие каналов (полостей), по которым сочатся гидротермальные растворы [Fouquet et al., 1993 (in A special..., 1993)].

Минералогия руд. Пирит представлен двумя генерациями. Пирит-I образует тонкокристаллические (около 0.01 мм) сростания с марказитом, «цементированные» опалом, тогда как пирит-II в виде более крупнокристаллических и зональных агрегатов нарастает на пирит-I, иногда формируя почковидные агрегаты. Марказит также представлен двумя генерациями: марказит-I в виде мелких кристаллов размером первые десятки мкм ассоциирует с пиритом-I, тогда как копьевидные кристаллы марказита-II размером до 0.08 мм обрастают пирит-II. Акцессорный сфалерит приурочен к порам в пирите либо барите и образует ксеноморфные зерна округлой или удлиненной формы размером от нескольких до десятков мкм. Редкие овальные, каплевидные и вытянутые зерна галенита размером до 20 мкм были найдены в кристаллах барита.

В химическом составе дисульфидов Fe не отмечено каких-либо примесей (табл. 1). Сфалерит характеризуется высокими содержаниями Fe – до 25.28 мас. %, что связано с его ассоциацией с дисульфидами Fe. Зависимость содержаний Fe в сфалерите от минеральной ассоциации характерна для руд многих гидротермальных полей [Halbach et al., 1993 (in A special..., 1993), Mozgova et al., 2008 и др.]. Иногда в сфалерите отмечаются примеси Pb, Ag, Cd, Sb, Hg и Bi (примечание к табл. 1). В галените гидротермального поля Семенов-1 практически содержится примесь Fe (до 0.13 мас. %), а также Se, Ag, Sb, Hg и Bi (см. таблицу 1 и примечание). Сходство набора примесей у изученных сфалерита и галенита может свидетельствовать об их одновременном образовании.

Опал заполняет промежутки между агрегатами сульфидов ранней генерации и обрастает поздние сульфиды и барит в виде тонкой каймы мощностью до 0.02 мм. *Барит* является главным нерудным минералом и представлен таблитчатыми четырех- и шестигранными кристаллами до 0.5 см с прямоугольными, реже квадратными сечениями. Сростки барита в виде радиально-лучистых агрегатов образуют гнезда и

Таблица 1

Химический состав сульфидов станции 186 гидротермального поля Семенов-1 (мас. %)

№ п/п	№ анализа	Fe	Cu	Zn	Pb	S	Сумма	Формула
Пирит								
1	186-1-1a-1	47.73	–	–	–	50.28	98.01	Fe _{1,09} S ₂
2	186-1-1a-2	48.33	–	–	–	50.74	99.07	Fe _{1,09} S ₂
3	186-1-1a-3	48.19	–	–	–	50.57	98.77	Fe _{1,09} S ₂
4	186-1-1a-4	47.98	–	–	–	50.62	98.60	Fe _{1,09} S ₂
Сфалерит								
5	186-1-1a-1	23.86	0.79	41.02	0.16	32.83	98.66	(Zn _{0,61} Fe _{0,42} Cu _{0,01}) _{1,03} S ₁
6	186-1-1a-2	19.63	0.28	46.09	0.00	33.46	99.46	(Zn _{0,68} Fe _{0,34}) _{1,01} S ₁
7	186-1-1a-5	17.62	0.16	48.59	0.00	33.28	99.65	(Zn _{0,72} Fe _{0,30}) _{1,02} S ₁
8	186-1-1a-6	25.28	2.61	37.47	0.31	34.21	99.88	(Zn _{0,54} Fe _{0,42} Cu _{0,04}) _{0,96} S ₁
9	186-1-1a-8	17.15	0.12	49.04	0.00	33.33	99.63	(Zn _{0,72} Fe _{0,30}) _{1,02} S ₁
10	186-1-1a-9	12.24	0.11	53.76	0.00	33.48	99.60	(Zn _{0,79} Fe _{0,21}) _{1,00} S ₁
Галенит								
11	186-1-1a-12	0.13	0.03	0.00	85.67	13.38	99.22	Pb _{0,99} S ₁
12	186-1-1a-13	0.10	0.00	0.00	85.41	13.12	98.62	Pb _{1,01} S ₁

Примечание. Здесь и далее анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax (Университет г. Падуя, Италия), аналитики Р. Карампин и И. Ю. Мелекесцева. Прочерк – элемент не определялся. Кристаллохимические формулы рассчитаны: пирита – на 2 атома серы, сфалерита и галенита – на 1 атом. В сфалерите локально отмечены примеси Ag (0.02–0.17 мас. %), Cd (0.03–0.08 мас. %), Sb (0.04–0.12 мас. %), Hg (0.26, 0.33 мас. %) и Bi (0.44 мас. %); в галените – Se (0.05, 0.09 мас. %), Ag (0.14, 0.24 мас. %); Sb (0.16, 0.19 мас. %), Hg (0.16 мас. %) и Bi (0.13, 0.18 мас. %).

прожилковидные агрегаты. Под бинокляром и оптическим микроскопом хорошо видно, что сульфиды нарастают на кристаллы барита, проникают в межкристаллическое пространство сростков барита и ксеноморфны по отношению к нему, подтверждая его кристаллизацию раньше сульфидов. В составе барита отмечаются примеси Sr, Pb и, реже, Ca и Zn (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав барита станции 186 гидротермального поля Семенов-1 (мас. %)

№ п/п	№ анализа	Ba	Sr	Pb	Ca	Zn	O	S	Сумма	Формула
1	186-1-1a-6	61.12	0.31	0.02	0.00	0.00	26.93	13.19	101.57	(Ba _{1,06} Sr _{0,01}) _{1,07} S _{0,98} O ₄
2	186-1-1a-7	59.90	0.65	0.07	0.01	0.01	27.18	13.41	101.23	(Ba _{1,03} Sr _{0,02}) _{1,04} S _{0,98} O ₄
3	186-1-1a-8	58.76	1.82	0.15	0.01	0.00	27.62	13.65	102.00	(Ba _{0,99} Sr _{0,05}) _{1,04} S _{0,99} O ₄
4	186-1-1a-9	58.45	1.10	0.03	0.03	0.00	26.97	13.33	99.90	(Ba _{1,01} Sr _{0,03}) _{1,04} S _{0,99} O ₄
5	186-1-1a-10	60.08	0.71	0.00	0.01	0.04	27.32	13.48	101.63	(Ba _{1,02} Sr _{0,02}) _{1,04} S _{0,98} O ₄

Примечание. Кристаллохимические формулы барита рассчитаны на 4 атома кислорода.

Микроскопические наблюдения позволяют говорить о следующей последовательности минералообразования: барит → марказит-I, пирит-I, опал? → пирит-II, марказит-II → сфалерит, галенит → опал. Учитывая, что сфалерит-марказит-пиритовый состав руд без сульфидов Cu не характерен ни для одного из известных гидротермальных полей на ультрамафитах (Логачев, Рейнбоу, Ашадзе) [Леин и др., 2003; Mozgova et al., 2008], наиболее вероятными вмещающими породами для сульфидов станции 186 поля Семенов-1 являются базальты, а не серпентинизированные ультрамафиты.

Условия формирования минералов. Первые результаты исследования первичных флюидных включений в барите показали, что температуры его образования (с поправкой на давление) составили 80–230 °С (лаборатория термобарогеохимии ЮУрГУ, Миасский филиал, микрокриотермостол «Linkam» THMSG-600, аналитик А. М. Юминов). В составе флюида определена сложная солевая система $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{--K}_2\text{SO}_4\text{--H}_2\text{O}$ и $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{--NaHCO}_3\text{--H}_2\text{O}$, в отличие от опубликованных данных по другим гидротермальным полям океана, где главным компонентом солевой системы является NaCl с той или иной примесью KCl и Na_2SO_4 [Бортников, Викентьев, 2005].

Измеренные значения солёности составили 0.7–2.1 мас. % NaCl-экв., что существенно ниже солёности морской воды (~3.5 мас. % NaCl-экв.). Подобные концентрации солей определены на многих гидротермальных полях, однако там же имеются значения солёности выше морской воды, что большинством исследователей рассматривается как результат фазовой сепарации гидротермального флюида на низкосолёную низкотемпературную и высокосолёную высокотемпературную фазы [Бортников, Викентьев, 2005 и ссылки внутри]. В нашем случае, вряд ли можно объяснить низкие концентрации солей фазовой сепарацией флюида, поэтому вопрос пока остается открытым. Ранее были получены результаты по бариту, развивающемуся по обломкам и цементу кластогенных руд поля Семенов-4: $T_{\text{обр.}}$ 280–320 °С, преобладающая соль NaCl, солёность растворов 5–9 мас. % NaCl-экв. [Мелекесцева, Анкушева, 2009]. Скорее всего, эти параметры и, в частности, высокая температура образования связаны с ассоциацией барита с поздним халькопиритом. Высокотемпературные бариты в ассоциации с сульфидами меди и пирротинном известны в гидротермальных полях Мирового океана [Herzig et al., 1993 (in A special..., 1993)].

Следующая за баритом марказит-пиритовая, с небольшим количеством сфалерита минеральная ассоциация, где отсутствуют сульфиды Cu, свидетельствует о температурах ее образования ниже 300 °С. Более высокие температуры характерны для образования руд медной специализации, что фиксируется в гидротермальных полях Мирового океана [A special..., 1993 и мн. др.]. Считается, что присутствие марказита в рудах указывает на то, что 1) pH растворов < 5 и $T < 240$ °С при его образовании и 2) последующие температуры не опускались ниже 160 °С [Murrowchik, Barnes, 1986]. Отсутствие колломорфных текстур в рудах свидетельствует о стабильных условиях образования сульфидов, которые могли поддерживаться постепенным, а не резким поступлением гидротермального флюида в область рудоотложения. Преобладание дисульфидов Fe говорит о высокожелезистых гидротермальных растворах; высокие содержания Fe в сфалерите (21–42 мол. %) свидетельствуют о пересыщении растворов относительно Fe [Barton, 1991], даже после отложения пирита и марказита, а также низкой активности S [Scott, Kissin, 1973] на последней стадии рудоотложения.

Изотопный состав серы дисульфидов Fe имеет облегченные значения: $\delta^{34}\text{S}$ для ранней ассоциации марказита и пирита составляет –3.0 ... –3.26 ‰, для поздней – 0.80 ... –1.09 ‰ (лаборатория изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН,

аналитик Л.П. Носик). Отрицательные значения изотопного состава серы отмечаются в сульфидах гидротермальных полей ($\delta^{34}\text{S}$, ‰): Лаки Страйк (–7.0...+13.3), Брокен Спур (–0.8...+1.4), Логачев (–0.6...+12.3), Рейнбоу (–3.5...+5.0), ПАКМАНУС (–1.0...+2.6) [Бортников, Викентьев, 2005] и бассейна Гуаймас (–3.7...+4.5) [Peter, Shanks, 1992]. Однако в большинстве случаев для сульфидов гидротермальных полей характерны значения $\delta^{34}\text{S}$ от +0.4 до +13.8 ‰ (до +33.8 для ковеллина) [Бортников, Викентьев, 2005]. Облегченный изотопный состав серы может быть связан с 1) заимствованием серы из базальтов [Sakai et al., 1984], 2) вовлечением биогенной серы [Peter, Shanks, 1992] или 3) влиянием ультрамафитов [Delacour et al., 2008 и ссылки внутри].

Облегченные значения сульфидов станции 186 поля Семенов-1 показывают, что 1) источником серы были вмещающие породы, и 2) во время их отложения не происходило смешение гидротермального флюида с морской водой, что, скорее всего, возможно при локализации руд в закрытом сульфидном холме. Исключительно отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ (‰) характерны также для сульфидов поля Хине Хина (–7.7...–2.8), задуговой бассейн Южный Лау [Herzig et al., 1998] и сульфидных построек подводного вулкана Лойхи на Гавайях (–2.17...–0.7) [Davis et al., 2003]. Эти значения связывают с уникальным источником деплетированного в отношении $\delta^{34}\text{S}$ источника магматической серы [Herzig et al., 1998] или заимствованием серы из базальтов при дегазации из них SO_2 в результате катастрофической эруптивной деятельности вулкана [Davis et al., 2003]. Подобный механизм начала гидротермальной деятельности мог быть реализован и на поле Семенов-1.

Авторы благодарны В. И. Иванову и В. Е. Бельтеневу (ПМГРЭ, СПб) за возможность отбора образцов для исследований, а также Г. А. Третьякову, Е. В. Белогуб и Н. П. Сафиной за обсуждение результатов. Исследования поддержаны программой Президиума РАН № 17 (09-П-5-1023). Выполнение микрозондовых анализов было поддержано Progetto di Ateneo (2006) и Progettino di Cooperazione Internazionale (2007), Университета г. Падуя, Италия.

Литература

Бельтенева В. Е., Иванов В. Н., Рождественская И. И. и др. Новые данные о строении гидротермальных полей в районе 13°31' с.ш. (рудный узел «Семенов») // Мат. XVIII Международ. научн. конф. (Школы) по мор. геологии «Геология морей и океанов». М., 2009. Т. II. С. 133–136.

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

Иванов В. Н., Бельтенева В. Е., Степанова Т. В., Лазарева Л. И., Самоваров М. Л. 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.

Информационный отчет о проведении региональных работ масштаба 1:500 000–1:1 000 000 на глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС) в осевой зоне САХ и поисковые работы на рудном узле «Ашадзе» (Рейс № 30 НИС «Профессор Логачев»). НИС «Профессор Логачев», 2007. 72 с.

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

Мелекесцева И. Ю., Анкушева Н. Н. Условия образования барита из кластогенных руд Северо-Восточного поля в гидротермальном узле Семенов (13°31' с.ш. САХ) // Тез. докл. XIII Школы по морской геологии. М., 2009. Т. II. С. 179–182.

A special issue on sea-floor hydrothermal mineralization: new perspectives // *Economic Geology*, 1993. Vol. 88, № 8. P. 1933–2259.

Barton P. B. Jr. Ore textures: problems and opportunities // *Mineralogical Magazine*, 1991. Vol. 55. P. 303–315.

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

Davis A. S., Clague D. A., Zierenberg R. A. et al. Sulfide formation related to changes in the hydrothermal system on Loihi seamount, Hawai'i, following the seismic event in 1996 // *Canadian Mineralogist*, 2003. Vol. 41. P. 457–472.

Delacour A., Fruh-Green G. L., Bernasconi S. M., Kelley D. S. Sulfur in peridotites and gabbros at Lost City (30°N, MAR): Implications for hydrothermal alteration and microbial activity during serpentinization // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008. Vol. 72. P. 5090–5110.

Herzig P. M., Hannington M. D., Arribas A. Jr. Sulfur isotopic composition of hydrothermal precipitates from the Lau back-arc: implications for magmatic contributions to sea-floor hydrothermal systems // *Mineralium Deposita*, 1998. Vol. 33. P. 226–237.

Mozgova N. N., Trubkin N. V., Borodaev Yu. S., Cherkashev G. A. et al. Mineralogy of massive sulfides from the Ashadze hydrothermal field, 13°N, Mid-Atlantic Ridge // *Canadian Mineralogist*, 2008. Vol. 46. P. 545–567.

Murrowchik J. B., Barnes H. L. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1986. Vol. 50. P. 2615–2629.

Peter J. M., Shanks W. C. III. Sulfur, carbon, and oxygen isotope variations in submarine hydrothermal deposits of Guaymas Basin, Gulf of California, USA // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992. Vol. 56, Iss. 5. P. 2025–2040.

Sakai H., Des Marais D. J., Ueda A., Moore J. G. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984. Vol. 48. P. 2433–2441.

Scott S. D., Kissin S. A. Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300 °C // *Economic Geology*, 1973. Vol. 68. P. 475–469.

С. А. Коваленко

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
kovalenko_seryoga@mail.ru

**Минералы гидротермальных железо-марганцевых отложений
цокольной части г. Ферсмана, Срединно-Атлантический хребет**
(научный руководитель Е. Н. Перова)

Исследования гидротермальных образований в рифтовых зонах начались в 70-х годах XX века, когда появилась возможность изучать рифты при помощи глубоководных аппаратов. В экспедиции «Рита» были найдены и описаны трубки, сложенные гидротермальными минералами, из которых истекали растворы около 350 °C в виде черного дыма – «черные курильщики» [Богданов, 2006]. Рудное вещество «черных курильщиков», разносимое океанскими водами, образует металлоносные осадки: неконсолидированные глубоководные отложения и твердые корки с высокими концентрациями Fe (не менее 10 %) и Mn и низкими – Al и Ti. Осадки, в которых содержание Fe выше 30 %, называются в океанской практике рудоносными. Рудное вещество в металлоносных осадках представлено коллоидными или плохо выраженными минералами Fe и Mn.

В районе горы Ферсмана (12°50'с.ш.), расположенной в восточной части рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта, были взяты образцы металлоносных осадков – корок, источником которых являются металлоносные растворы, поступающие из гидротермальных систем [Давыдов др., 2003]. Интерес к ним связан не только с большим содержанием марганца и железа, но и с их привязанностью к гидротермальным системам, которые являются источником колчеданных руд. Из этого следует, что металлоносные осадки со специфическим составом могут служить индикатором в поисках колчеданных месторождений океана.

Задачей настоящего исследования стало выявление морфологии корок совместно с изучением их минералогического состава. Поскольку корки сложены плохоокристаллизованными рентгеноаморфными смесями минералов Mn и Fe, то существуют трудности при разделении фаз. Образцы были изучены рядом методов. Морфология корок была исследована под бинокляром. С помощью рентгенофазового анализа были получены данные о минералогическом составе корок. Микроструктура морфологических типов (минеральных агрегатов) изучалась под электронным микроскопом. Образцы для исследований были предоставлены М. П. Давыдовым (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург).

Корки характеризуются столбчатой, натечной, шайбовидной морфологией, слоистой, землистой, аморфоподобной, порошковатой, кавернозной текстурами с плотными и рыхлыми агрегатами минералов Fe и Mn. Большая часть изученных корок имеет зональное строение. Поверхность некоторых корок покрыта слоем гидроксидов Fe. Корки сложены смесью нескольких плохо окристаллизованных минералов низкой степени структурной упорядоченности: смесью гидроксидов марганца (бернессит и 10А-фаза) и гидроксидов железа (гетит и фероксигит) (табл.).

Бернессит был определен в составе всех марганцевых агрегатов. Различают более кальциевый и более натриевый бернессит. В зависимости от содержания этих элементов положение рефлексов на дифрактограмме смещается. В целом, отклонения при сравнении рентгенограмм небольшие (рис. 1). В столбчатом агрегате бернессит лучше окристаллизован. Под электронным микроскопом бернессит представлен в виде разноориентированных пластинчатых выделений (рис. 2).

Т а б л и ц а

Минералогический состав агрегатов

Типы корок	Описание	Минеральный состав
Столбчатый агрегат	Столбчатые нераскристаллизованные выделения минералов марганца	Бернессит
Натечный	Наросты, желваки серо-черные	Бернессит, 10А-фаза
Слоистый	Прослой минералов марганца и железа волнистые, горизонтальные	Бернессит
Шайбовидный	Псевдоморфоза гидроксидов марганца по диатомовым водорослям, представленным видом <i>Ethmodiscus</i>	Бузерит-1, бернессит
Землистый	Бесформенный, кавернозный на поверхности, трещиноватый	10А-фаза, бернессит
Аморфоподобная масса	Стекловидные выделения, без определенной формы	Гетит
Порошковатая масса	Напыления, примазки оранжевого цвета	Фероксигит

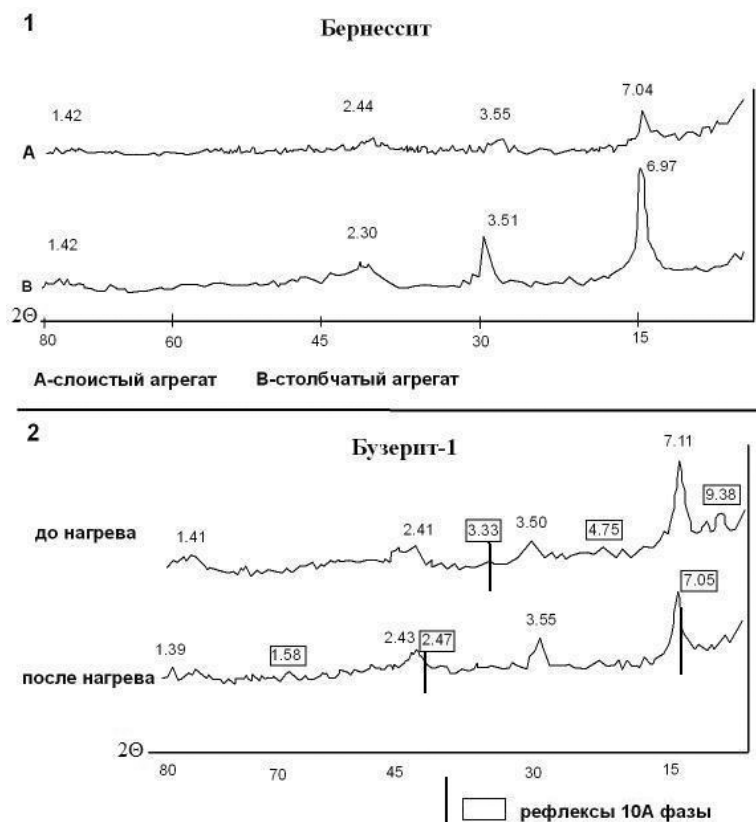


Рис. 1. Дифрактограмма бернесита и бузерита-1. 1 – сравнительные дифрактограммы бернесита из разных агрегатов; 2 – 10А-фаза до и после нагревания.

Минерал 10А-фаза, представленный агрегатами перьевидной формы из неровных сросшихся пластинок, менее распространен и хуже диагностируется (рис. 2). Рентгеновские данные показали, что 10А-фаза плохо проявляется в смеси с бернеситом. Смещение ее рефлекса в сторону меньшего d после нагревания и удаления межпакетной воды (все 10А минералы имеют идентичные дифрактограммы), позволяет говорить, что 10А-фаза в данном агрегате представлена бузеритом-1.

Гетит образует пористые агрегаты из игольчатых кристаллов со стекляннным блеском и раковистым изломом (рис. 2). Образуется в поверхностной зоне корок с ферросигитом и как включения в слоях бернесита и 10А-фазы. Раскристаллизация крайне низкая.

Ферросигит (гидроксид железа) формирует агрегаты натечной формы в виде желваков и шаровидных образований желтого и оранжевого цвета (рис. 2). Кальцит в марганцевых корках имеет шаровидную форму.

Таким образом, в ходе проведенной работы были описаны морфологические типы марганцевых корок и проведен анализ их минералогического состава. Рентгеновские данные показали, что наиболее распространенным минералом, слагающим марганцевые агрегаты, является бернесит. Более детально было произведено изучение

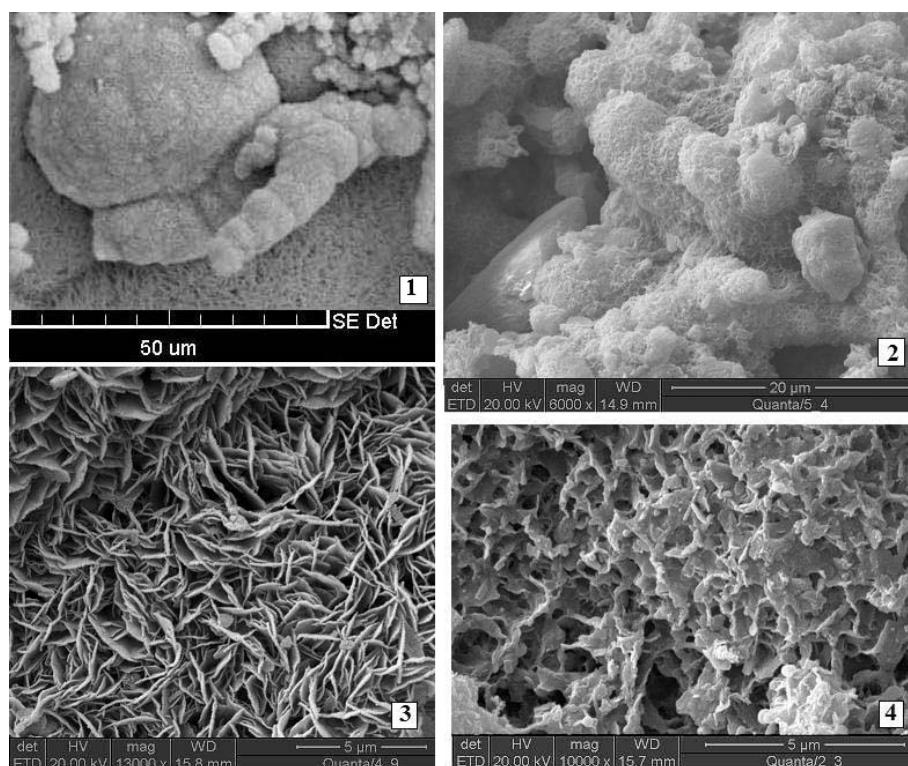


Рис. 2. Фото в обратно отраженных электронах.

1 – ферроксигит; 2 – гетит; 3 – бернессит; 4 – 10 А-фаза (предположительно бузериит-1).

морфологических типов при помощи электронного микроскопа. Это позволило выяснить, какие формы образуют те или иные минералы. В дальнейшем, используя метод рентгеноэлектронного анализа, предстоит уточнение диагностики выделенных минеральных фаз. Полученные данные, а также изучение химического состава минералов гидротермальных корок позволит построить физико-химическую модель образования металлоносных отложений изучаемого объекта.

Литература

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

Давыдов М. П., Голева Р. В., Александров П. А., Перова Е. Н., Губенков В. В. Гидротермальные железо-марганцевые отложения цокольной части г. Ферсмана (Срединно-Атлантический хребет, 12°50'л.ш.) // ДАН, 2003. Т. 390. С. 70–74.

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

Рифтогенез и минерагения протерозоя Карелии

Территория Карелии, являющаяся составной частью Фенноскандинавского щита, характеризуется длительным многоэтапным геологическим развитием в различных геодинамических условиях, неоднократным проявлением разнообразного вулканоплутонизма, сопровождающегося вулканогенно-осадочным, магматическим, гидротермальным и метаморфогенно-метасоматическим рудообразованием [Металлогения..., 1999]. К настоящему времени накоплен большой материал, свидетельствующий о том, что рифтогенез имел место на всем документируемом отрезке геологической истории Земли, включая ранний докембрий.

В пределах докембрийских кратонов выявление и анализ докембрийских рифтов и рифтогенных структур сопряжены с трудностями, связанными с их неполной сохранностью, отсутствием структурно-морфологических признаков, многообразием магматических комплексов и сложностью исследования динамики процесса. Ранее проблема рифтогенеза на Фенноскандинавском щите рассматривалась многократно различными исследователями [Милановский, 1983; Рыбаков и др., 1999; Щеглов и др., 1999 и др.]. Тектоно-магматическая активность раннего протерозоя связана с заложением глубоких расколов в кратонизированной области, явившихся тектонической основой образования Фенно-Карельской рифтогенной системы, которая контролировала протерозойский магматизм, седиментогенез и рудообразование (рис.). В их развитии можно выделить два крупных этапа: сумийско-сариолийский и ятулийско-людиковый. На рубеже 2.5–2.45 млрд лет заложилась главная осевая рифтовая зона северо-западного простирания, проходящая сегодня в центральной части Беломорского подвижного пояса (Кандалакшский грабен). С этим процессом связан подъем мантии, который фиксируется гравитационной аномалией в районе Кандалакшского залива Белого моря, а также базит-ультрабазитовым магматизмом, продукты которого представлены многочисленными интрузиями и дайками лерцолит-габброноритов, габбродолеритов, чарнокитов. На крыльях главной рифтовой зоны по системе оперяющих разломов были сформированы рифтовые зоны линейного простирания северо-западной ориентировки: Имандра-Варзуга-Печенга и Ветренный Пояс-Паанаярви-Соданколя (Финляндия)-Карасйок (Норвегия). Вулканыты этих структур имеют различный состав и относятся к андезит-базальтовой, пикрит-базальтовой, коматиит-базальтовой и дацит-риолитовой формациям, что свидетельствует о существовании самостоятельных разноглубинных магматических очагов, возникших при частичном плавлении мантии и нижнекорового вещества.

Интрузивный магматизм сумийско-сариолийского этапа носит типичный кратонный характер и уникален образованием расслоенных ультрамафит-мафитовых гипабиссальных плутонов, возраст которых укладывается в интервал от 2360 до 2480 млн лет. Их внедрение связано с трансформными разломами, и они локализируются в виде поясов северо-восточного простирания: Кеми-Койлиса (Финляндия)-Кивакка-Кундозеро (С. Карелия) и Бураковско-Монастырский (ЮВ Карелия). Металлогению сумийско-сариолийского этапа определяют связанные с расслоенными интрузиями собственно магматические месторождения. Их рудноэлементный набор типично

мантийный, относится к ультрамафит-мафитовому ряду (Ni, Cu, Cr, Au, МПГ, Ti, V) и несет определенную преемственность с металлогенией лопийского базит-гипербазитового магматизма. Второй, ятулийско-людиковый этап карельского цикла проявился после региональной пенеппенизации и образования дюятулийских кор выветривания в связи с активностью глыбовых движений. Он характеризуется формированием продуктов толеит-базальтовой и пикрит-базальтовой вулканических формаций и осадконакоплением, свидетельствующим о палеофациальных обстановках мелководных замкнутых бассейнов (табл.). Интрузивный магматизм этого этапа представлен габбро-долеритовой с титаномагнетитовым оруденением и габбро-перидотитовой формациями. В металлогеническом отношении карельская эпоха характеризуется преобладанием типов оруденения сидерофильной и халькофильной группы металлов, относящихся к магматогенному, осадочному и вулканогенно-осадочному классам.

Т а б л и ц а

Тектоно-магматические циклы (ТМЦ) протерозоя Карелии

ТМЦ	Этап (стадия)	Главные геологические события
Рифейский	Поздний 1.4–1.1 ± 0.5 млрд лет	Внедрение интрузий калиевой щелочно-ультраосновной, лампроитовой формаций с признаками алмазной минерализации и сопутствующими промышленными минералами – апатит, Ba-Sr полевошпат, титанит.
	Ранний 1.65–1.4 ± 0.5 млрд лет	Тектоническая активизация и формирование рифейской рифтовой системы. Внедрение интрузий габброанортозит-рапакивигранитной формации. Накопление продуктов вулканических и осадочных формаций: трахибазальтовой, толеит-базальтовой, терригенной. Образование рудных формаций: оловорудной, цинково-железорудной в магнезиальных и известковых скарнах, оловянно-редкометальной, флюорит-редкометальной и флюорит-полиметаллической, ураноносных, комплексных уран-медь-молибден-ванадиевых в зонах СРД.
Свекофенский	Поздний 1.85–1.65 ± 0.5 млрд лет	Складчатость, зональный метаморфизм, гранитизация, внедрение интрузий формаций литий-фтористых, посторогенных плагиомикроклиновых гранитов. Метаморфическая регенерация колчеданных, джеспилитовых, медно-никелевых месторождений, образование рудных формаций: редкометальных пегматитов (сподумен, берилл и др.), полиметаллической, золотометалльных, уранометалльных, золото-сурьмяно-мышьяковой в зонах активизации в пределах Карельского геоблока.
	Ранний 1.95–1.85 ± 0.5 млрд лет	Формирование системы глубинных разломов – основы подвижных поясов и зон активизации. Накопление терригенной (калевийской) флишевой формации и других осадочных, включая улеродсодержащие, и вулканогенных формаций за пределами Карелии (базальт-андезит-риодацитовой, пикрит-базальтовой, андезит-базальтовой, дацит-риолитовой натровой, дацит-риолитовой калиевой, филлитовой, аркозо-граувакковой конгломератовой и др.).

Окончание табл.

ТМЦ	Этап (стадия)	Главные геологические события
Свекофенский	Ранний 1.95–1.85 ± 0.5 млрд лет	Автометасоматоз, ранняя складчатость и высокоградный и высокобарный метаморфизм. Внедрение интрузий габбродиорит-плагиогранитной, перидотит-габброноритовой, мигматит-гранитной, тоналит-плагиогранитной, дифференцированной ультрамафит-габбровой, ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, гранитной формаций. Формирование месторождений ряда рудных формаций: колчеданной, джеспилитовой, титаномагнетитовой, медно-никелевой, формации слюдяных и керамических пегматитов, месторождений апатита, ильменита, кальцита, полевого шпата.
Карельский	Поздний (ятулийско-людиловский) 2.3–1.95 ± 0.5 млрд лет	Развитие поздней рифтовой системы. Образование кор выветривания. Формирование вулканогенных и осадочных формаций: толеит-базальтовой, пикрит-базальтовой, долерит-габбро-диабазовой дайковой, кварцито-песчаниковой, гематит-глинисто-доломитовой, кремнисто-карбонатно-черносланцевой (бассейны с шунгитоносными породами и эвапоритовыми толщами). Формирование рудных формаций: гематитовой, стратиформной медноколчеданной (тип Оутокумпу), титаномагнетитовой, медно-рудных формаций (в лавах), вулканогенно-осадочной, золотометаллических, платиноидных.
	Ранний (сумийско-сариольский) 2.5–2.3 ± 0.5 млрд лет	Формирование ранней рифтовой системы, внедрение расслоенных интрузий габбро-анортозитов, габброноритов и чарнокитов, образование вулканогенных и осадочных формаций: калиевой дацит-риолитовой, коматиит-андезиобазальтовой, вулканотерригенной. Формирование рудных формаций: хромитовой с сопутствующими промышленными минералами (оливин, серпентинит), медно-никелевой, платиноидных, золотометаллических.

Свекофенский тектоно-магматический цикл проявился, в основном, на зарубежной части щита. Рифтогенный режим связан с системой относительно коротких разломов (рис.) субширотного, северо-западного простирания (рассеянный рифтогенез) на сиалической коре и характерен для средних стадий развития подвижного пояса. Развитие магматизма шло скорее всего «сверху вниз», т.е. магматические очаги смещались из коры в мантию, о чем свидетельствуют строение разреза (от кислых вулканитов к основным) и последовательность развития плутонического магматизма. Ладожско-Ботнический пояс, включающий Главный рудный пояс Финляндии, рудное поле Шеллефтео и протягивающийся в Северное Приладожье, больше соответствует молодым островным дугам с преобладающим андезитовым вулканизмом. Базит-ультрабазитовый интрузивный магматизм представлен интрузиями габбро-перидотитовой и габбро-щелочной с карбонатитами формаций (Елетьозеро, Тикшеозеро). Широко проявился разнообразный гранитоидный магматизм. Свекофенская металлогеническая эпоха отличается от предшествующих большим разнообразием полезных ископаемых и возрастанием роли фосфора, группы халькофильных, отчасти литофильных и благородных элементов [Хазов, 1982].

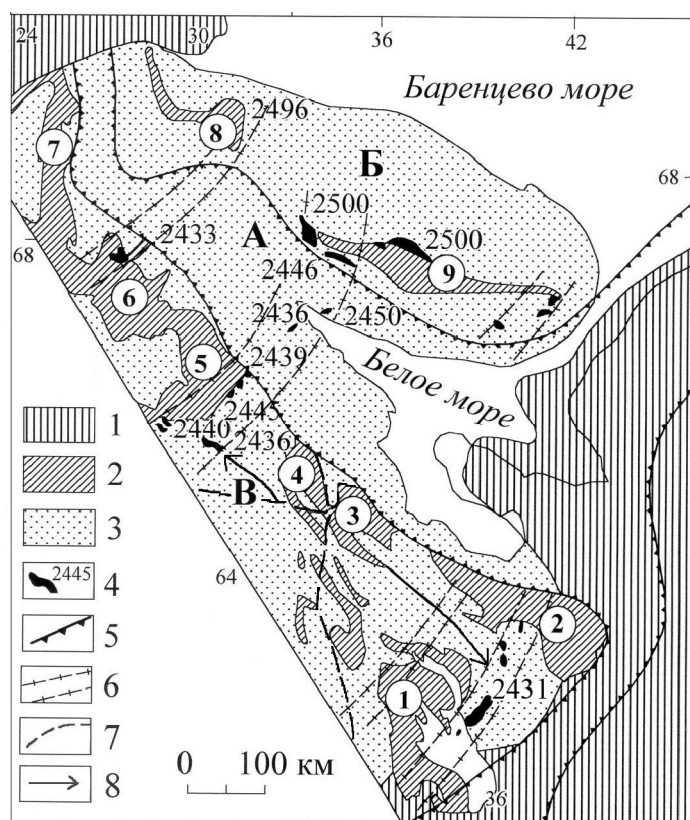


Рис. Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура.

1 – фанерозойские отложения; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – нерасчлененные архейские и архей-протерозойские (Беломорский блок) образования; 4 – расслоенные интрузии и их радиогенный возраст; 5 – границы срединной зоны рифта и металлогенических субпровинций: А – Беломорская; Б – Кольская (северо-восточное плечо рифта); В – Карельская (юго-западное плечо рифта); 6 – поперечные зоны растяжения, контролирующие внедрение расслоенных интрузий; 7 – сумийские сводовые поднятия: I – Водлозерско-Сегозерское; II – Пяозерско-Тикшеозерское; 8 – направление воздымания продольной оси свода. Межсводовые впадины: 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская. Компенсационные структуры прогибания: 1 – Онежская, 2 – Ветреный пояс, 5 – Пана-Куоляярвинская, 6 – Сала-Соданкюля, 7 – Карасйок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варгузская.

Рифейский тектоно-магматический цикл и соответствующая ему металлогеническая эпоха в Приладожье проходили в условиях тектоно-магматической активизации стабилизированной платформы и формирования рифтогенных структур северо-западного и северо-восточного простирания. В раннерифейский этап рудообразование обусловлено интрузиями многофазного анортозит-габбро-рапакиви-гранитного комплекса. С анортозитами и габброноритами этого комплекса связано железо-титановое оруденение, с гранитами – скарновое цинково-железорудное, железо-цинк-оловорудные месторождения и рудопроявления (Киттеля, Питкяранта и др.), а также

скарново-грейзеновые оловянно-редкометалльно-флюоритовые месторождения (Люпикко, Укса и др.) и оловянно-редкометалльные рудопроявления в альбититах. Позднерифейский этап в Приладожье проявлен локально и выразился во внедрении своеобразных интрузивно-диатремовых калиевых щелочных пород (ладогалитов) с фосфорно-редкометалльно-титановым оруденением и Sr-Ba-содержащим полевошпатовым сырьем, с которым установлены также признаки алмазности [Хазов и др., 1993]. Тектоно-магматическая активизация в свекофенское и постсвекофенское время в Карельском и Беломорском геоблоках имела большое металлогеническое значение. В архейских зеленокаменных поясах и протерозойских структурах с ними связано сурьмяно-мышьяковое и золотометалльное оруденение. В Онежской структуре с позднесвекофенской и рифейской активацией связан новый для Фенноскандинавского щита тип комплексных медь-уран-молибден-ванадиевых руд в альбит-слюдисто-карбонатных метасоматитах в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 14.

Литература

- Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Смолькин В. Ф. и др.* Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 1993. 244 с.
- Металлогения Карелии / Под ред. *С. И. Рыбакова, А. И. Голубева*. Петрозаводск, 1999. 340 с.
- Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 279 с.
- Рыбаков С. И., Голубев А. И., Слюсарев В. Д., Лавров М. М.* Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология, 1999. № 5. С. 29–38.
- Хазов Р. А.* Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 192 с.
- Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С.* Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 1993. 218 с.

Е. В. Кислов

*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
evg-kislov@ya.ru*

Платинометалльно-медно-никелевые месторождения в островодужных структурах (на примере Северобайкальской провинции)

Северобайкальская ЭПГ-Cu-Ni провинция расположена в юго-восточной части складчатого обрамления Сибирской платформы. Здесь широко развиты ультрамафит-мафитовые массивы с проявлениями ЭПГ-Cu-Ni оруденения. В островодужной обстановке в рифее сформированы Чайский, Гасан-Дякитский и Маринкинский массивы.

Чайский дунит-перидотит-габброноритовый массив впервые обследован в 1952 г. А. А. Малышевым. Сульфидное Cu-Ni оруденение открыто В. П. Сафроновым в 1962 г. Геологоразведочные работы проходили до 1968 г., месторождение отнесено к забалансовым. А. Г. Степиным в 1986–1990 гг. оруденение прослежено на глубину

1000–1200 м. Запасы Ni – 260 тыс. т, Cu – 86 тыс. т, Co – 10.7 тыс. т при средних содержаниях 0.55, 0.18 и 0.023 мас. %. Прогнозные ресурсы Ni – 800 тыс. т, Cu – 270 тыс. т, Co – 33 тыс. т [Конников и др., 1995; Цыганков, 2005].

Массив расположен на северо-западном склоне Верхнеангарского хребта в 90 км северо-восточнее северной оконечности оз. Байкал, в юго-западной части Безымянного плутона, отделенной правосторонним сдвигом. Собственно Чайский массив имеет размеры 1.5 ? 5.0 км и слагает водораздел в междуречье Чая – Огиендо.

Центральную часть слагают серпентинизированные дуниты, по периферии расположены плагиоперидотиты (в основном, плагиолецполиты). Между дунитами и плагиоперидотитами имеются как постепенные переходы, так и секущие взаимоотношения. Оливиновые габбронориты и троктолиты в восточной части интрузива переслаиваются с перидотитами. Вторую интрузивную фазу массива слагают безоливиновые габбронориты и роговообманковые габбро. Они окаймляют ультраосновные породы, образуя многочисленные жилообразные тела в ультрамафитах с оторочками контактово-реакционных пироксенитов. Пироксениты представлены вебстеритами, ортопироксенитами и их оливин- и плагиоклазсодержащими разностями, с ними связана большая часть сульфидного Cu-Ni оруденения. С плагио вебстеритами, развивающимися в эндоконтакте габброноритов с вмещающей метаморфической толщей, ассоциирует пирротинное оруденение.

Сульфидное Cu-Ni оруденение сосредоточено в осевой части ультрамафитового ядра плутона и прослеживается в субширотном направлении на 900–950 м при средней мощности рудной зоны 100 м. При забортном содержании 0.5 % Ni выделено 20 кулисообразно располагающихся рудных тел субвертикального падения. Наиболее крупные – № 2 и 3, а также зона участка Огиендо. Оруденение сопряжено с пироксенитами и имеет внутреннюю структуру интрузива. Внутри рудной зоны оруденение локализуется либо в пироксенитах, либо на их контакте с перидотитами и дунитами.

Мощность отдельных рудных тел составляет первые метры, реже до 15–20 м, по простиранию они прослеживаются на 100–200 м, реже до 400 м. Границы различных морфогенетических типов руд и безрудных пород постепенные, установлены по результатам опробования. Интенсивность оруденения до глубины 200–250 м остается примерно постоянной, затем убывает. На глубоких горизонтах (1000 м) оруденение выклинивается, переходя в маломощные зоны рассеянно-вкрапленных руд.

Рассеянно-вкрапленное оруденение распространено наиболее широко. Содержание сульфидов составляет, в среднем, 3–5 об. % (акцессорная сингенетическая вкрапленность). Помимо главных рудных минералов, пирротина и пентландита, руды содержат второстепенные (халькопирит) и редкие минералы (магнетит, ильменит, хромшпинель, макинавит, виоларит, сфалерит и кубанит). Средние содержания: Ni – 0.45, Co – 0.02, Cu – 0.14 мас. %. *Густо вкрапленные руды* отличаются большим содержанием сульфидов (30–50 об. %), приуроченностью к пироксенитам, троилит-пентландит-халькопирит-кубанитовой ассоциацией сульфидов. Текстура руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная, сидеронитовая. Средние содержания: Ni – 128, Co – 0.05, Cu – 0.38 мас. %.

Массивные руды играют незначительную роль, локализуются в тектонических зонах в ассоциации с пироксенитами и всегда окружены ареалом вкрапленных руд. Минеральный состав: пирротин, пентландит, халькопирит, в единичных случаях – сфалерит, кобальтин и хромшпинель, пирит. Средние содержания: Ni – 5.58, Co – 0.19, Cu – 1.70 мас. %. *Брекчиевидные руды* отличаются от массивных наличием обломков дунитов и перидотитов, сцементированных сульфидизированными пироксе-

нитами, в которых количество сульфидов варьирует от 5–10 до 50 об. %. Характерна ассоциация троилита с гексагональным пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Присутствуют магнетит, ильменит, кубанит, титаномагнетит, макинавит, хромит, сфалерит, валлериит. Средние содержания: Ni – 1.70, Co – 0.09, Cu – 0.60 мас. %.

Рудные blastомилониты распространены мало и встречаются среди эпигенетических руд в виде линз длиной 10–15 м, сложенных богатыми (до 11 мас. % Ni) тонкозернистыми «матовыми» рудами. Руды состоят из примерно равных количеств пентландита (40–45 %) и пирротина (45–52 %) с незначительной долей халькопирита (3 %). Средние содержания: Ni – 6.10, Co – 0.14, Cu – 0.35 мас. %.

Руды Чайского месторождения характеризуются преобладанием Ni над Cu, наиболее никелистые руды (Ni/Cu до 12.5) характерны для ортопироксенитов с богатым вкрапленным оруденением и рудных blastомилонитов. Содержание Co и Ag в рудах определяется количеством пентландита в них. Содержания благородных металлов низкие: Pt не превышает 0.00n г/т, Pd и Au – 0.0n г/т.

Гасан-Дякитский массив сходен с Чайским и расположен юго-западнее него в верховьях одноименной реки в 40 км к северо-востоку от оз. Байкал. Сульфидные Cu-Ni проявления отмечены В. А. Чабаненко в 1964 г. В. П. Бушуев провел в 1966 г. поисково-оценочные работы. Интрузив образует тело линзовидной формы площадью около 27 км², вытянутое в северо-восточном направлении. Ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты) слагают ряд мелких линзовидных или неправильной формы тел. Троктолиты и оливиновые габбро отмечаются совместно с ультрамафитами. Основную часть массива слагают оливиновые и безоливиновые габбронориты, на их контакте с ультраосновными породами отмечаются реакционные пироксениты [Цыганков, 2005].

Геологоразведочными работами обнаружены сплошные, брекчиевидные, прожилково- и гнездово-вкрапленные сульфидные руды. Бедная рассеянная вкрапленность сульфидов характерна для всех ультраосновных пород состава, включая серпентиниты. Богатые вкрапленные и сплошные руды отмечены в слабо метаморфизованных габброноритах.

Маринкинский дунит-троктолит-габбровый массив расположен в бассейне руч. Маринкинского, впадающего в р. Тулдунь (левый приток р. Витим), в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы. Впервые закартирован Г. А. Кибановым в 1961–1963 гг. с рекомендациями на поиски Cu-Ni проявлений. В 1964 г. В. С. Косинов отметил вкрапленность сульфидов в ультраосновных породах с отрицательной оценкой никеленосности. В 1968 г. массив изучил Э. Л. Прудовский, зафиксировавший зоны Cu-Ni оруденения [Грудинин, 1979; Цыганков, 2005; Kislov et al., 2009].

Маринкинский плутон имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Площадь интрузива составляет около 11 км². Благодаря глубокому врезу русла ручья массив по вертикали вскрыт на 700 м, в русле обнажаются метаморфизованные основные эффузивы. Центральную часть интрузива слагают дуниты и плагиодуниты, образующие вытянутое в субмеридиональном направлении эллипсоидное тело площадью около 2 км². В северо-восточной части вскрывается расслоенная серия: чередование троктолитов, плагиодунитов, перидотитов, переходящих в более однородные оливиновые габбро и оливиновые габбронориты. Периферийные части тела, исходно троктолиты и оливиновые габбро, изменены в цоизитовые, цоизит- и соссит-актинолитовые породы.

Сульфидное оруденение подразделяется на два генетических типа: площадная рассеянная вкрапленность пирротина и пентландита в дунитах и плагиодунитах и прожилково-вкрапленная минерализация этих сульфидов, образующая линейные зоны.

Первый тип минерализации встречается практически во всех разновидностях ультраосновных пород, количество сульфидов не превышает 0.5–1 об. %. Вкрапленность представлена троилитом и пентландитом, реже халькопиритом. Характерны мелкие (до 1 мм) сульфидные вкрапленники в интерстициях оливина, реже цепочкообразные выделения по стыкам и трещинкам породообразующих минералов, очень мелкие (менее 0.01 мм) эмульсионные и каплевидные включения внутри зерен оливина и плагиоклаза. Соотношение пентландита и троилита колеблется от 90:10 до 70:30. В пентландите отмечается макинавит. Халькопирит встречается в единичных зернах по периферии пентландит-троилитовых вкрапленников, в поздних прожилках вторичных силикатов с кубанитом, образуя в нем пластинчатые структуры распада твердого раствора.

Второй тип минерализации приурочен к разрывным нарушениям. Обнаружены две зоны гнездово-вкрапленного оруденения северо-западного простирания 100 ? 500 и 100 ? 750 м. В зонах отмечаются участки брекчированных руд того же простирания. На фоне сульфидной рассеянной вкрапленности встречаются участки с концентрацией сульфидов более 10 % объема породы с ветвистыми прожилками и маломощными линзочками сульфидных обособлений длиной до 1–1.5 см. Иногда такие прожилки достигают 10–15 см в длину и 0.1–0.2 см в поперечнике. Размер зерен сульфидов составляет 0.5–2 мм, реже – 2–4 мм. Главные рудные минералы – пирротин, пентландит, реже халькопирит, часто встречаются хромит и магнетит, реже – халькозин и виоларит. В отдельных случаях в пирротине отмечаются пластинчатые выделения троилита. Пентландит обычно ассоциирует с пирротинном, реже находится в виде самостоятельных неправильных обособлений, составляет 30–60 % сульфидов. Нередко пентландит замещается виоларитом. Халькопирит развит среди других сульфидов в значительно меньшем количестве, в основном, по периферии сульфидных вкрапленников. В отдельных случаях халькопирит образует мелкие прожилки, где часто замещается халькозином. По данным бороздового и штупфного опробования содержание Ni в рудных зонах достигает 0.349, Co – 0.089 и Cu – 0.2 мас. %.

Повышенных содержаний благородных металлов не отмечено: Pt – до 20 мг/т, Pd – 63 мг/т и Au – 15 мг/т, но в двух пробах дунитов отмечено 210 мг/т Pt. По данным ОАО «Бурятнедра» отмечены содержания Pt до 0.5 г/т, Pd до 0.65 г/т, прогнозные ресурсы P₂ – 80 кг, P₃ – 8 т.

Островодужные обстановки считаются непродуктивными на Cu-Ni оруденение. Но в мире есть ряд примеров таких месторождений: интрузивы Сент Стивен, Мокси, Микэник Сеттлемент в Аппалачах (США), Джиант Маскот в Британской Колумбии (Канада), Ривака (Новая Зеландия), Агуабланка (Испания), пояс Ваммала (Финляндия) и Рона (Норвегия). Из них месторождения Ваммала, Рона и Агуабланка разрабатывались или отрабатываются, но, в целом, это месторождения сравнительно небольшого размера.

Изложенные материалы свидетельствуют, что можно говорить о целом Cu-Ni рудном узле в районе подготавливаемого к эксплуатации Холоднинского Pb-Zn месторождения. По отдельности эти объекты в настоящее время промышленного значения не представляют. Но расстояние между никеленосными интрузивами не превышают 30 км, за исключением Маринкинского массива. Поэтому Северо-Байкальская никеленосная провинция нуждается в комплексном геологическом доизучении.

Литература

- Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.
- Конников Э. Г., Цыганков А. А., Орсов Д. А. Чайское медно-никелевое месторождение / В кн.: Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. I. Кн. 1. С. 78–84.
- Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.
- Kislov E. V., Malyshev A. V., Orsoev D. A. Marinkin massif – platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia // Northwestern Geology. Sup. Proceedings of Xi'an International Ni-Cu (Pt) Deposit Symposium, 2009. Vol. 42. P. 185–188.

Е. В. Кислов

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
evg-kislov@ya.ru

Платинометалльно-медно-никелевые месторождения в рифтовых структурах (на примере Северобайкальской провинции)

Северо-Байкальская ЭПГ-Cu-Ni провинция расположена в юго-восточной части складчатого обрамления Сибирской платформы. Здесь широко развиты ультрамафит-мафитовые массивы с проявлениями ЭПГ-Cu-Ni оруденения. В рифтовой геодинамической обстановке в рифее сформированы Йоко-Довыренский и Авкитский интрузивы.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив (Байкальское месторождение) находится в 60 км к северу от оз. Байкал. Первым основные и ультраосновные породы водораздела рек Тьи и Ондоко описал М. М. Тетяев в 1915 г. Сведения о никеленосности интрузива получены А. С. Кульчицким в 1949 г. В 1959 г. Ф. К. Чинакаевым обнаружены жилы сульфидных Cu-Ni руд в северо-восточном контакте. Поисково-разведочные работы проведены в 1960–1963 гг. Л. М. Бабуриным. Прогнозные ресурсы пересчитаны А. Г. Степиным в 1989–1993 гг.: Ni – 147 тыс. т, Cu – 51.01 тыс. т, Co – 9.47 тыс. т [Качаровская, 1986; Кислов, 1998; Орсов и др., 2003; Рудашевский и др., 2003].

Интрузив представляет собой линзовидное тело размером 26 × 3.5 км, субсогласно залегающее во вмещающих карбонатно-терригенных отложениях. Краевая зона и отходящие от нее силлы сложены плагиоцерцолитами мощностью от 160 до 270 м. Выше выделяются зоны: ультрамафитовая (дуниты, в нижней части плагиоклазосодержащие, в верхней – с обособлениями верлитов, диопсидитов и хромититов); ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов; троктолитов и оливиновых габбро; массивных оливиновых габбро; оливиновых габброноритов. Габбронориты слагают тела дополнительного внедрения в подошву и кровлю массива.

ЭПГ-содержащее Cu-Ni сульфидное оруденение приурочено к плагиоцерцолитам краевой зоны и силлоподобных апофиз, отходящих в подстилающие породы, реже оно встречается в габброноритах. Тела сингенетических вкрапленных руд клас-

сического состава в плагиоперидотитах прослеживаются согласно простиранию до 1400–1700 м при ширине выхода 8–25 м (в раздувах до 80 м). В габброноритах в мелкой неравномерной вкрапленности сульфидов (0.7–3 мм) наблюдаются неравномерно рассеянные крупные вкрапленники (до 20 мм) неправильной и ветвистой формы. В габброноритах отмечаются пониженные содержания пентландита, широкое развитие халькопирита, ильменита, наличие сульфоарсенидной минерализации [Каچارовская, 1986].

Эпигенетическое оруденение представлено жилообразными телами сульфидных руд внутри ареалов сульфидной вкрапленности, в основном, на северо-восточном фланге массива (уч. Озерный). Жильные и густовкрапленные руды, дайки габброноритов до пегматоидных габбро протягиваются вдоль контакта массива, приурочены к системе сдвиговых трещин. Средние содержания основных компонентов в различных типах руд: убогое оруденение в плагиоперидотитах (мас. %): Ni 0.12, Co 0.01, Cu 0.03; рассеянно-вкрапленное в плагиоперидотитах: Ni 0.14, Co 0.02, Cu 0.06; густовкрапленное в плагиоперидотитах: Ni 0.91, Co 0.06, Cu 0.35; вкрапленно-прожилковое в габброноритах: Ni 0.68, Co 0.05, Cu 0.49; жильное (массивное и брекчиевидное): Ni 1.82, Co 0.10, Cu 0.48.

Отмечается повышенная кобальтоносность всех типов руд. Кобальт представлен кобальтином и в виде изоморфной примеси входит в пентландит, виоларит, никелин, макинавит и герсдорфит (в последнем содержание Co – до 12.9 мас. %).

Концентрации благородных металлов не высоки. Pd резко преобладает (0.03–1.50 г/т) над Pt (0.02–0.27 г/т) при величине отношения Pt/Pd = 0.06–0.71. Концентрация остальных ЭПГ составляет (г/т): Rh – 0.02, Ru – 0.05, Ir – 0.03 и Os – 0.02. Максимальные содержания ЭПГ и Au (до 0.66 г/т) установлены в жильных рудах. В жильных рудах обнаружены минералы Pt (сперрилит, геверсит), Pd (садбериит, мертиит I, налдретит), Ag и Au (электрум). Размеры зерен минералов – 9–63 мкм, в среднем, 37 мкм. В маухерите отмечено 0.08–0.19 мас. % Pd.

В массиве зафиксирован горизонт малосульфидного оруденения ЭПГ на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и оливингаббровой зон. Он прослеживается в длину на 20 км и на 1 км вглубь по рельефу. Оруденение приурочено к шширо- и жилообразным телам такситовых лейкогаббро и анортозитов размером от нескольких см до 1 м, редко более, зачастую обрамленным габбро-пегматитами. По простиранию тела протягиваются согласно расслоенности массива на 2–5 м, иногда до 10–20 м, образуя прерывистый горизонт.

Концентрации суммы ЭПГ достигают 12.1 г/т при содержаниях Cu до 0.71, Ni 0.43, S 1.60 %. Содержания Pt достигают 4.1, а Pd – 7.8 г/т. В большинстве проб Pt преобладает над Pd с отношением Pt/Pd до 2.93. Концентрация других ЭПГ достигает (г/т) Os – 0.02, Ir – 0.13, Ru – 0.06 и Rh – 0.08. Au распределено крайне неоднородно с максимальным содержанием 3.34 г/т.

В анортозитах обнаружено 16 минералов ЭПГ, а также самородные Au, Ag, электрум, стефанит, аргентит и амальгама. Главные концентраторы Pt и Pd – мончеит, потарит и тетраферроплатина. Pd образует изоморфную примесь в пентландите до 360 г/т. Прогнозные ресурсы благородных металлов: Pt – 66 т, Pd – 46.2 т и Au – 46.2 т.

Обнаружение **Авкитского массива** с Cu-Ni оруденением показало необходимость изучения автономных никеленосных ультрамафитов Сыннырской рифейской палеорифтогенной структуры в непосредственной близости с Йоко-Довыренским и

Чайским массивами [Кислов, 2006]. Массив обнаружен В. П. Бушуевым на юго-западном фланге Холоднинского Pb-Zn месторождения на водоразделе рек Холодная и Тья в 1970 г. В плане и разрезе массив представлен удлиненно-линзовидным телом длиной 1400 м, приуроченным к Авкитскому разлому. Массив вскрыт буровыми скважинами со стороны северо-западного контакта. Его ширина, по геофизическим данным, не превышает 400 м. Ультраосновные породы залегают согласно с вмещающими породами нижнего протерозоя, метаморфизованы до антигоритовых и лизардит-антигоритовых серпентинитов, актинолит-хлоритовых, серпентин-тремолит-карбонатных пород. В незначительном количестве отмечаются неизменные дуниты и перидотиты.

Сульфидное оруденение встречено в лежащем эндоконтакте интрузива в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше по разрезу ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Зона сульфидного оруденения мощностью около 15 м имеет постепенные контакты с вмещающими породами и линейно протягивается. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное с постепенными переходами в безрудные метагипербазиты. Руды с максимальным содержанием сульфидов (до 25–30 об. %) имеют сидеронитовую текстуру. Размеры вкрапленников от сотых долей миллиметров до нескольких сантиметров.

Главные рудные минералы – пирротин (80–85 %), халькопирит (15–18 %), пентландит (2–5 %). Присутствуют пластинки ильменита и зерна титаномагнетита. Характерно замещение сульфидов магнетитом и виоларитом. Отмечены пирит, мельниковит-пирит, сфалерит, макинавит, кубанит, спериллит (?).

Среднее содержание металлов в руде по керну скв. 15 составляет: Ni – 0.54 %, Co – 0.032, Cu – 0.135 % (опробован интервал 18.5 м). Отмечены высокие содержания Ti – до 1 %. Повышенные содержания благородных металлов пока не обнаружены. В результате химико-спектрального анализа 30 проб (большинство из которых показало результат ниже предела обнаружения) зафиксировано Au до 0.14 г/т в слюдите, Pt – 0.055 г/т в биотит-хлорит-амфиболовой породе с густой сульфидной вкрапленностью и Pd – 0.0071 г/т в сидеронитовой руде.

Авкитский массив высокожелезистых и высокотитанистых ультрамафитов не единственный в этом районе. К северо-востоку в той же зоне Чуя-Холоднинского разлома известны тела интенсивно серпентинизированных ультраосновных пород. Верхнехолоднинский линзовидный массив ультрамафитового состава находится в верховьях р. Холодная в сланцах тыйской свиты. Линзовидные тела ультраосновных пород отмечены по правобережью р. Чая среди мраморов авкитской свиты на фланге Овгольского полиметаллического проявления у подножия Сыннырского хребта.

Кроме Тья-Овгольской полосы силлы ультраосновного состава обнаружены в северо-западном борту Сыннырской рифтогенной структуры вблизи северо-восточного выклинивания Йоко-Довыренского массива. Одно из них мощностью 10–15 м залегают среди углеродистых сланцев и кварцитов асектамурской свиты на склоне горы Вершина Тьи. Второе, менее мощное (2–4 м), встречено в экзоконтакте Йоко-Довыренского массива среди мраморизованных карбонатных пород ондокской свиты, представлено шрисгеймитами с сульфидной минерализацией. Г. И. Поликарповым в 1965 г. выявлены сульфидные Cu-Ni проявления в пикрит-диабазе, пикритах по юго-восточному склону Сыннырского хребта на участках Высотном, Снежном, а также Амнундакан (приустьевая часть р. Амнундакан, левого притока р. Большая Чуя).

Обстановка континентального рифтогенеза считается благоприятной для формирования сульфидного ЭПГ-Cu-Ni оруденения (коматииты Западной Австралии, Зимбабве и Канады, интрузивы Норильск-Галнах, Дулут, Маскок, Инсизва, Печенга, Войсис Бэй, Джинчуан), зачастую в сочетании с активностью мантийных плюмов. Рифт обеспечивал крупным объемам продуктивной магмы достижение верхней части земной коры. Значительный объем магмы, насыщенной сульфидами, позволял сформировать крупное рудное тело. Развитие мантийных плюмов сопровождалось высокой степенью парциального плавления, так что рудные компоненты не могли оставаться в мантии. В результате этого магма содержала достаточное количество ЭПГ, Ni и Cu для формирования руды.

На ранних стадиях рифтогенеза на периферии плюмов кора прогибалась, осадки заполняли рифт. Исходный расплав в гипабиссальных камерах активно взаимодействовал с породами фундамента, рыхлыми карбонатными и терригенными осадками. Избирательная контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, вероятно, также Cl, SiO₂ и органическим веществом, что определяет сложный состав магматического флюида, оказывающего значительное воздействие на процессы петро- и рудогенеза. Контактное взаимодействие с вмещающей толщей играло решающую роль в локализации сульфидной медно-никелевой руды. Обогащенные Cl восстановленные флюиды экстрагировали, переносили и накапливали ЭПГ, Cu и другие компоненты, что привело к формированию малосульфидной ЭПГ минерализации.

Изложенные материалы свидетельствуют, что можно говорить о целом Cu-Ni рудном узле в районе подготавливаемого к эксплуатации Холоднинского месторождения. Особый интерес представляют слабоизученные небольшие, в том числе дайкоподобные тела, с которыми связана сульфидная минерализация, сформированные в рифтогенной обстановке. Ранее они считались бесперспективными из-за небольшого объема интрузивных тел. Но сейчас показано, что зачастую богатые Cu-Ni руды формируют рудные тела в небольших интрузивах, подводящих каналах, вследствие перепадов скорости течения магмы и коровой контаминации.

Литература

Качаровская Л. Н. Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 1986. 20 с.

Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.

Кислов Е. В. Авкитское медно-никелевое проявление в поле Холоднинского свинцово-цинкового месторождения и его аналоги // Анализ состояния и развития Байкальской природной территории: минерально-сырьевой комплекс. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2006. С. 24–27.

Орсов Д. А., Рудашевский Н. С., Крецер Ю. Л., Конников Э. Г. Благороднометалльная минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) // ДАН, 2003. Т. 390. № 2. С. 233–237.

Рудашевский Н. С., Крецер Ю. Л., Орсов Д. А., Кислов Е. В. Палладиево-платиновая минерализация в жильных Cu-Ni рудах Йоко-Довыренского расслоенного массива. // ДАН, 2003. Т. 391. № 4. С. 519–522.

Ю. Д. Синюков
г. Воронеж
yury69@yandex.ru

Металлогения палеопротерозойского зеленокаменного пояса Флин-Флон, Манитоба-Саскачеван (Канада)

В статье представлена общая характеристика рудного пояса и геологии крупнейших медно-цинково-колчеданных месторождений с целью разработки поисково-оценочных критериев. Трехлетняя практика поисково-разведочных работ в рудном зеленокаменном поясе Флин Флон позволяет автору выделить региональные и локальные признаки колчеданного оруденения в палеовулканических структурах островных дуг. Комплекс основных методов исследования объединяет детальное картирование, изучение керна скважин, породных ассоциаций и их измененных разновидностей с целью выделения синвулканического гидротермально-метасоматического этапа; детальный анализ соотношений рудных и гидротермально-метасоматических проявлений с вмещающими породами; петрохимические исследования измененных пород и синхронных вулканогенной деятельности эксгалационных отложений.

Богатый колчеданными месторождениями палеопротерозойский зеленокаменный пояс Флин Флон (провинции Манитоба, Саскачеван, Канада) представляет ряд внутриокеанических островных дуг и океанических пластов, сформированных на раннем этапе развития Транс-Гудзонского орогена в период от 1.90 до 1.84 млн лет [Syme, Bailes 1993; Stern et al. 1995; Galley et al. 2007] (рис. 1). При общей протяженности порядка 150 км и 143 млн т общего тоннажа руды, сконцентрированного на 24 отработанных и действующих месторождениях, зеленокаменный пояс является самым крупным Cu-Zn-Pb (Au-Ag) рудным поясом в Канаде. Крупные месторождения находятся в пределах двух энсиматических островодужных ассоциаций в центральной и восточной части пояса: ассоциации Флин Флон и Сноу Лейк. Главные месторождения рудного района имеют общий тоннаж колчеданных руд более чем 87.5 млн т (табл.) Преобладающие рудные минералы: пирит, пирротин, сфалерит и халькопирит; второстепенные: арсенопирит, кубанит, галенит, тетраэдрит-теннантит, тетрадимит, электрум и золото.

Структурными и геохимическими исследованиями комплекса основных вулкаников в пределах пояса [Stern et al., 1995] установлены толеитовые, известково-щелочные, шошонитовые и бонинитовые магматические серии, но только толеитовые и известково-щелочные серии содержат риолитовые постройки (~7 % в объеме островодужной ассоциации), связанные с локальным расширением в пределах энсиматической островной дуги (*arc rift*). Это приводит к формированию кальдер и вулканических депрессий с преобладанием бимодальных мафически доминирующих ассоциаций [Galley et al., 2007].

Главные месторождения сформированы в пределах толеитовой базальтовой энсиматической островодужной ассоциации общей мощностью 4 км и структурно-генетически сопряжены с локально ограниченными потоками кварц-порфировых риолитов и вулканических брекчий мощностью около 200 м, локализованными на стратиграфическом контакте между двумя мощными пакетами базальтов и вулканогенных брекчий [Bailes, Syme, 1989; Syme, Bailes, 1993]. Стратиграфия месторождений района Флин Флон характеризуется широкими и контрастными фаціальными



Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования палеопротерозойского зеленокаменного пояса Флин Флон, Манитоба (Саскачеван, Канада).

Верхняя вставка – расположение зеленокаменного пояса Флин Флон в Транс-Гудзонском орогене.

1 – орогенные складчатые системы моложе 1.8 млн лет; 2 – палеопротерозойские орогенные системы, ТГО – Транс-Гудзонский Ороген (*Trans-Hudson Orogen*); 3 – архейские кратоны: W – Вайоминг (*Wyoming*), Н – Хирн (*Hearne*), S – Слейв (*Slave*), R – Рей (*Rae*); 4–7 – доаккреционные ассоциации пород: 4 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные ассоциации ювенильных островных дуг, 5 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные ассоциации океанического дна, 6 – ассоциации пород океанических плато, 7 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные ассоциации зрелых островных дуг; 8–10 – постаккреционные ассоциации пород: 8 – интрузии гранитов и гранодиоритов, 9 – интрузии габброидов и габбродиоритов, 10 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные ассоциации унаследованных бассейнов; 11, 12 – коллизионные тектониты и гнейсы: 11 – до- и постаккреционные породы, 12 – архейский фундамент; 13 – главные региональные разломы (< 1840 млн лет); 14 – тектоническая зона (*West Reed–North Star shear zone*); 15 – медно-цинково-колчеданные месторождения; 16 – города: F – Флин Флон (*Flin Flon*), S – Сноу Лейк (*Snow Lake*).

вариациями как в составе рудовмещающих продуктов риолитового вулканизма, так и в пределах стратиграфии подстилающих пород (рис. 2). Вулканогенно-обломочную ассоциацию, вмещающую рудные тела (формация Флин Флон) составляют поли- и мономиктовые вулканогенные брекчии; массивные, брекчиевые и миндалекаменные пиллоу-базальты, относительно короткие риолитовые потоки и купола, а также риолитовые брекчии; слоистые основные и кислые туфы и мощные интервалы мафических туффицитов. Базальтовая ассоциация подошвы интродурирована серией базальтовых даек и силлов и локально претерпела гидротермально-метасоматические хлоритовые изменения.

Таблица

Общий тоннаж и концентрации металлов в рудах крупнейших разрабатываемых месторождений зеленокаменного пояса Флин Флон (Манитоба, Канада) по [Syme, Bailes, 1993; Galley et al., 2007]

Месторождение	Тип	Cu	Zn	100Cu/ (Cu+Zn)	Au	Ag	Au/A	Тоннаж
		%			г/г			
Флин Флон (<i>Flin Flon</i>)	Zn-Cu	2.19	4.20	34	2.60	41.50	0.06	62 446 734
777	Zn-Cu	2.64	4.98	35	2.12	31.00	0.07	14 500 000
Каллинен (<i>Callinan</i>)	Zn-Cu	1.43	3.70	28	1.60	20.57	0.08	3 500 000
Чизел Лейк (<i>Chisel Lake</i>)	Zn-Pb-Cu	0.6	10.97	5	2.17	56.30	0.04	7 299 816

Рудный риолит (*mine rhyolite*) (1903 млн лет) [Syme, Bailes, 1993; Stern et al., 1995], вмещающий рудные тела трех крупнейших месторождений, является сложным фациально-изменчивым пакетом потоков кварц-порфирового риолита и брекчий (мощность около 150 м). Риолиты имеют признаки примитивных кислых магматических расплавов толеитовой серии энсиматических островных дуг ($\text{SiO}_2 = 76\text{--}86\%$; низкие значения отношений $(\text{La}/\text{Yb})_N < 7$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_N < 2$; Zr/Y (2.3–4.9) и Rb/Sr (0.1–1.0); относительно высокие содержания Y, Yb, и Zr, при плоском профиле РЗЭ и отрицательной аномалии Eu). Эти характеристики указывают на то, что риолитовый магматизм является продуктом высокотемпературного интенсивного потока ($> 900\text{ }^\circ\text{C}$), долгое время поддерживающего активность рудогенерирующей гидротермальной системы [Galley et al., 2007].

Обширный ареальный слой эксгальационных отложений маркирует стратиграфические уровни формирования руд и залегает в кровле колчеданных линз. Он сложен тонким чередованием богатого сульфидами вулканогенно-обломочного материала пепловой размерности, кремнистых и карбонатных прослоев и собственно «эксгалитов», отличающихся магнезиально-железистой минеральной ассоциацией (хлорит, биотит-флогопит, тальк). Общая мощность слоя – 1–7 м. Близость к гидротермальному источнику в эксгальационных образованиях обозначена положительной корреляцией между элементами высокотемпературных гидротермальных растворов (Fe, Mg, Mn, Pb, Au, Ca, Eu, Zn, Sr), при высоком отношении Eu/Eu^* (гидротермальная компонента) и низком – Ce/Ce^* (компонента морской воды) [Galley et al., 2007].

Комплекс перекрывающих пород состоит из базальтовых потоков, мощных силлов и вулканогенно-обломочных пород с маломощными потоками и брекчиями риолитов. Поздние базальтовые потоки отличаются выдержанным темно-зеленым цветом, обилием фенокристаллов плагиоклаза, редкими миндалинами, отсутствием признаков гидротермально-метасоматических изменений и интерпретируются как продукты извержения большого щитового вулкана.

Колчеданные рудные тела представлены стратифицированными или структурно-зональными линзами, состоящими из пирита (до 90 %), пирротина, халькопирита, сфалерита и магнетита. В гидротермально-метасоматически измененных породах подошвы залегают богатые медью штокверковые руды. Основу колчеданных линз составляют брекчии сульфидов и вмещающих гидротермально-измененных риолитов, формирующихся в результате периодического обрушения сульфидных построек. Сивулканические гидротермально-метасоматические и метаморфические прогрессивные изме-

Формация Луис (Louis formation)

Пачка Айсхаус (Icehouse member): преобладают плагиоклаз- и пироксен-порфировые (более 30 % фенокристаллов) базальтовые потоки с прослоями базальтовых туфов.

Пачка Тауэр (Tower member) (территориально локализована): риолитовые потоки и вулканические брекчии, перекрываемые обширными слоистыми мафитовыми туффитами с обломками риолитов.

Формация Хиден (Hidden formation)

Пачка Стоквелл (Stockwell member): плагиоклаз-порфировые (более 15 % фенокристаллов) базальтовые потоки с локальными афировыми потоками.

Подразделение 1920 (1920 unit): клинопироксен-порфировые (более 15 % фенокристаллов) андезитовые потоки (icelandite)

Пачка Резервоар (Reservoir member): преобладают афировые базальтовые потоки и синвулканические силлы с прослоями базальтовых туфов.

Флин Флон формация (Flin Flon formation)

Пачка Миллрок (Millrock member): преобладают афировые и редко плагиоклаз-порфировые базальтовые потоки с мощными слоями базальтовых вулканокластов; в верхней части локализованы риолитовые потоки и вулканические брекчии с линзами Cu-Zn сульфидов.

Пачка Блю Лагун (Blue Lagoon member): преобладают вулканические брекчии, афировые и плагиоклаз-порфировые (15-25 % фенокристаллов) базальтовые потоки с базальтовыми плагиоклаз-кристаллокластическими туфами.

Пачка Клуб (Club member): преобладают афировые базальтовые потоки и вулканические брекчии с прослоями базальтовых туфов, локально риолитовые потоки и вулканические брекчии.

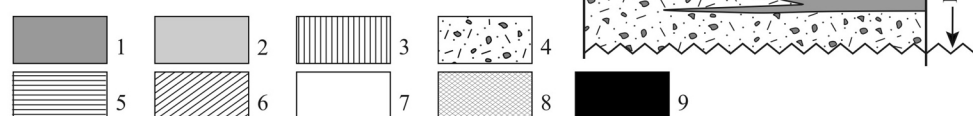


Рис. 2. Обобщенный стратиграфический разрез рудного района Флин Флон.

1 – афировые и редко плагиоклаз-порфировые базальтовые потоки; 2 – плагиоклаз- и пироксен-порфировые базальтовые потоки; 3 – плагиоклаз-порфировые базальтовые потоки; 4 – мафитовые вулканогенно-обломочные брекчии; 5 – грубослоистые базальтовые туфы; 6 – клинопироксен-порфировые андезитовые потоки; 7 – риолиты; 8 – риолитовые вулканогенно-обломочные брекчии; 9 – сульфидные линзы.

нения приводят к формированию сложно-текстурированной «насыпи» сульфидов с обогащением внешних зон медью, средних зон цинком и медью и существенно пиритовой внутренней зоной с реликтами первичной обломочной текстуры.

Богатые медью штокверковые руды, локализованные в подошве сульфидных линз и построек, секут гидротермально-измененные породы. Зоны гидротермального изменения и системы штокверка прослежены до нескольких сотен метров по вертикали ниже колчеданных линз и конусообразно расширяются в направлении к поверхности палеодна океана. В центральной части гидротермально-метасоматической колонны преобладают Mg-Fe-хлоритоиды, кварц, халькопирит, пирит, пирротин,

со второстепенными серицитом и тальком. Интенсивность гидротермальных изменений снижается к периферии, и состав руд изменяется на богатый цинком (пирит+сфалерит±галенит) при серицит-хлоритовом (±альбит, ±карбонат) характере изменений.

Для регионального прогнозирования медно-цинково-колчеданных месторождений и выделения благоприятных рудообразующих структур необходима идентификация риолитовых вулканических построек и пирокластических потоков в верхней части мощного пакета грубой вулканогенно-обломочной брекчии и базальтовых потоков с признаками примитивных кислых магматических расплавов толеитовой серии островных дуг.

Основные задачи на этапе детального картирования заключаются в установлении субаквальных условий риолитового магматизма, идентификации стратиграфического уровня и вершины ассоциации рудовмещающих пород, определении зон синвулканических гидротермально-метасоматических изменений подстилающих пород и вмещающих риолитов, изучении их структуры и петрохимической зональности.

Оценка экономического потенциала колчеданных линз и зон богатого медью штокверка должна опираться на детальное изучение их внутренней структуры и минералогического состава. Господство пиритовых обломков и увеличение доли силикатных обломков в составе линз свидетельствует о низкой активности гидротермально-метасоматической системы, и при условии отсутствия штокверка и неинтенсивного, объемно-рассеянного характера метасоматических изменений, свидетельствует об удаленности обломочного сульфидно-силикатного потока от вулканических аппаратов. При всей однозначности данного признака, указывающего на потенциальный стратиграфический уровень, основной акцент необходимо сделать на анализе фациальных характеристик подстилающих пород, степени их изменений и изучении синхронной с сульфидообразованием эксгальционной фации.

Литература

Bailes A. H., Syme E. C. Geology of the Flin Flon–White Lake area; Manitoba Energy and Mines. Geological Report GR87-1, 1989. 313 p.

Galley A. G., Syme E. C., Bailes A. H. Metallogeny of the Paleoproterozoic Flin Flon Belt, Manitoba and Saskatchewan // In Goodfellow W.D. (ed.), Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 2007. №. 5. P. 509–531.

Stern R. A., Syme E. C., Bailes A. H., Lucas S. B. Paleoproterozoic (1.86-1.90 Ga) arc volcanism in the Flin Flon Belt, Trans-Hudson Orogen, Canada // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1995. Vol. 119. P. 117–141.

Syme E. C. Ore-Associated and Barren Rhyolites in the Central Flin Flon Belt: Case Study of the Flin Flon Mine Sequence. Manitoba Energy and Mines. Open file report OF98-9. Geological Services, 1998.

Syme E. C., Bailes A. H. Stratigraphy and tectonic setting of Early Proterozoic volcanogenic massive sulphide deposits, Flin Flon, Manitoba // Economic Geology, 1993. Vol. 88. P. 566–589.