

Состав и условия формирования золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна (на примере рудопроявления Ольгинское)

Дамдинов Б. Б., Дамдинова Л. Б., Жмодик С. М., Миронов А. Г.

Аннотация

В статье приведены результаты исследования вещественного состава, условий формирования и генезиса золотоносных колчеданных пирротиновых руд, распространенных в пределах офиолитовых поясов юго-восточной части Восточного Саяна, на примере рудопроявления Ольгинского, входящего в состав одноименной золоторудной зоны. Зоны сульфидной минерализации слагают линзовидные прослои и тела, субсогласные с залеганием вмещающей сланцевой толщи. Руды представляют собой в разной степени обогащенные сульфидными минералами, преимущественно пирротин, углеродисто-гранат-биотит-кремнистые сланцы с примесью других силикатных минералов – тремолита, хлорита, альбита, плагиоклаза, диопсида, эпидота. Кроме пирротина, в небольших количествах в рудах присутствуют сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит. Установленные P-T условия метаморфизма руд: температура – 430 – 540°C, давление ~ 5 кбар, соответствуют нижней границе эпидот-амфиболитовой фации. Термобарогеохимические исследования ФВ в жильном кварце показало близкие температуры (536 – 340°C), но более низкие давления, варьирующие в интервале 200 – 800 бар, что говорит об отложении кварцевых жил при падении давления. В солевом составе ФВ преобладают хлориды Fe и Mg с примесью Na и K. Геологическое положение, структурно-текстурные признаки, минералого-геохимические и изотопные особенности изученных сульфидных руд свидетельствуют об их формировании в субмаринных глубоководных условиях в результате деятельности гидротермальных систем – аналогов «черных курильщиков», позднее подвергнутых метаморфизму. В ходе метаморфизма произошли минеральные и химические преобразования первичных руд: пирротинизация пирита, появление и укрупнение частиц самородного золота, перераспределение компонентов – Mn, As и др. Относительно низкие концентрации золота и некоторых рудообразующих элементов (Zn, Cu и Pb) в пирротиновых рудах, свидетельствуют о выносе этих элементов в составе метаморфогенного флюида. Выносящиеся флюидом рудообразующие компоненты могли являться источником вещества для более поздних золото-сульфидно-кварцевых месторождений Урик-Китойской зоны Восточного Саяна.

Ключевые слова:

Восточный Саян, золото, пирротиновые руды, состав, условия формирования, генезис

**СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ЗОЛОТОНОСНЫХ ПИРРОТИНОВЫХ РУД ВОСТОЧНОГО САЯНА (НА
ПРИМЕРЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ОЛЬГИНСКОЕ)**

Б. Б. Дамдинов¹, Л. Б. Дамдинова¹, С. М. Жмодик², А. Г. Миронов¹

¹ФГБУН Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, damdinov@mail.ru

²ФГБУН Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

ВВЕДЕНИЕ

В юго-восточной части Восточного Саяна, в отложениях, относимых к вулканогенно-осадочной пластине офиолитового комплекса (оспинской свите или ильчирской толще), известны проявления золотоносной колчеданной преимущественно пирротиновой минерализации, приуроченной к сланцам, в разной степени метаморфизованным. Фрагменты и реликты аналогичных пирротиновых руд известны на многих золото-сульфидно-кварцевых месторождениях юго-восточной части Восточного Саяна, однако их роль в составе оруденения не ясна. Фрагменты сливных пирротиновых руд встречаются и в минерализованных зонах крупнейшего в регионе Зун-Холбинского золоторудного месторождения в виде реликтов, реже слагают самостоятельные тела. Согласно исследованиям А. Г. Миронова, С. М. Жмодика, П. А. Рощектаева и др. [Миронов, Жмодик, 1999; Жмодик и др., 2008; Золото Бурятии..., 2000] такие руды слагают самую раннюю рудную минеральную ассоциацию, сформированную на океаническом этапе развития месторождения, и представляют собой тот первичный золотоносный субстрат, поздние преобразования которого обусловили появление крупного месторождения.

Многие вопросы состава и генезиса пирротиновых руд, локализованных в сланцевых толщах юго-восточной части Восточного Саяна остаются не решенными: не определены Р-Т условия формирования, не оценено влияние метаморфизма, слабо изучены особенности минерального и химического состава, концентрации и закономерности распределения золота, не изучен флюидный режим формирования. Одной из дискуссионных проблем является происхождение сульфидной минерализации. Ранее было выдвинуто предположение о субмаринной гидротермально-осадочной природе сульфидных руд [Миронов и др., 1999]. Однако конкретные обстановки и условия образования остались нераскрытыми. В то же время интерес к таким сульфидным телам связан как с их возможной практической значимостью, так и с решением ряда научных

проблем, к которым можно отнести предпосылки формирования осадочных толщ с характерной сидеро-халькофильной геохимической специализацией, геодинамические и физико-химические условия образования первично обогащенных сульфидными минералами отложений, поведение золота и рудообразующих компонентов при метаморфизме, происхождение и состав метаморфогенных флюидов, эволюция состава субмаринных сульфидных руд при метаморфизме, обусловленном проявлением аккреционно-коллизионных событий в регионе [Богданов и др., 2006; Будяк и др., 2016; Викентьев, 2004; Жмодик и др., 2006; Немеров и др., 2010]. Для решения поставленных вопросов были проведены исследования колчеданных пирротиновых руд на примере Ольгинского рудопроявления золота, входящего в состав одноименной золоторудной зоны Окинского рудного района [Гордиенко и др., 2016].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе полевых работ на месторождении проводились геологические наблюдения взаимоотношений сульфидных тел и вмещающих сланцев, сопровождающиеся отбором образцов, бороздовых и штуфных проб.

Содержания породообразующих, примесных элементов, золота и серебра в породах и рудах определялись методами силикатного, атомно-абсорбционного, рентгено-флюоресцентного, химико-спектрального и ICP-AES анализа в ГИН СО РАН (аналитики Б. Ж. Жалсараев, А. А. Цыренова, Б. Б. Лыгденова, Л. А. Левантуева, Л. В. Митрофанова, О. В. Корсун, М. Г. Егорова, И. В. Звонцов). Изотопный состав серы и кислорода определялся в ИГМ СО РАН (аналитик В. А. Пономарчук) и ГИН СО РАН (аналитики В. Ф. Посохов, В. Л. Посохова) соответственно.

Изучение петрографических шлифов и аншлифов проводилось на поляризационных микроскопах Olimpus VX51 и Полам Р-312. Химический состав рудных минералов исследовался в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, аналитики С. В. Канакин и Е. А. Хромова.

Флюидные включения (ФВ) в кварце и сидерите изучались методами термометрии и криометрии. Для определения температуры общей гомогенизации, температур эвтектики и плавления льда водных растворов, температур частичной гомогенизации и плавления сжиженных газов использовалась микротермокамера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений температур от -196 до +600°C. Стандартная аппаратурная ошибка измерений составляет ± 0.1 в отрицательной и $\pm 5^\circ\text{C}$ в положительной области температур. Общую соленость водных растворов во включениях находили по температуре растворения

дочернего кристалла галита [Bodnar, Vityk, 1994]. Преобладающая солевая система в водном растворе включений определялась по температуре эвтектики, характеризующей водно-солевую систему [Борисенко, 1977].

ОЛЬГИНСКАЯ ЗОЛОТОРУДНАЯ ЗОНА

Сведения о геологическом строении, геодинамической эволюции и металлогении региона опубликованы во многих работах и здесь не приводятся (Геология и метаморфизм..., 1988; Геология и рудоносность..., 1989; Гордиенко и др., 2016; Жмодик и др., 2006; Кузьмичев, 2004; Федотова, Хаин, 2002; Kuzmichev, 2015 и др.). В металлогеническом отношении, Ольгинская золоторудная зона входит в состав Боксон-Гарганской структурно-металлогенической зоны и граничит с Урик-Китойской золоторудной зоной и Оспинским рудным узлом. Ольгинская зона протягивается полосой вдоль северной границы Оспинско-Китойского ультрабазитового массива и объединяет серию однотипных рудопоявлений золота (Ольгинское, Барун-Оспа, Вересень, Сентябрьское и др.), приуроченных к метаморфизованным вулканогенно-осадочным отложениям офиолитового комплекса юго-восточной части Восточного Саяна, подверженным пликативным и дизъюнктивным деформациям – складчатости, рассланцеванию и трещиноватости. В результате метаморфизма первичные породы превращены в сланцы разного состава с прослоями амфиболитов, кремнистых пород, реже – с олистолитами карбонатов.

Рассматриваемые офиолиты слагают два наиболее крупных пояса – Ильчирский (южный) и Боксон-Харанурский (северный), обрамляющие с двух сторон Гарганскую «глыбу» – выступ фундамента Тувино-Монгольского палеомикроконтинента (рис. 1). На восточном пересечении этих двух поясов расположен крупнейший в регионе вышеупомянутый Оспинско-Китойский ультрабазитовый массив. Считается, что рассматриваемые офиолитовые пояса являются реликтами Дунжугурской островной дуги [Кузьмичев, Ларионов, 2013]. Офиолитовые блоки характеризуются сложным покровно-чешуйчатым строением. В них, чаще в виде отдельных фрагментов, установлены все члены офиолитовой ассоциации – реститовые ультрабазиты, расслоенные породы кумулятивного комплекса, дайки основного состава, габброиды и метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы [Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004]. В большинстве случаев внутри офиолитового покрова выделяются три «чешуи» (пластины): верхняя ультрабазитовая, средняя – сложенная породами полосчатого и габбрового комплексов и нижняя вулканогенно-осадочная. Подобная последовательность свидетельствует об опрокинутом залегании офиолитов. Во всех случаях в основаниях офиолитовых покровов

Рис.1

формируются зоны серпентинитового меланжа или меланжево-олистостромового комплекса, а также пластины, сложенные породами оспинской свиты (углеродисто-кремнистые сланцы, метморфизованные осадочно-вулканогенные образования).

Рассматриваемые офиолиты являются наиболее древними в Центрально-Азиатском складчатом поясе и имеют возраст более чем 1035 млн. лет. Датировки 1022 и 1035 млн. лет получены по цирконам, выделенным из плагиогранитов и метаэффузивов ассоциирующих с офиолитами Дунжугурского гипербазит-базитового массива (покрова) [Khain et al., 2002; Кузьмичев, Ларионов, 2013]. Возраст обдукции офиолитовых блоков (аккреции Дунжугурской островной дуги с Гарганским континентальным блоком) оценивается в ~800 млн. лет [Кузьмичев, 2004].

В стратиграфическом отношении, сланцевая толща, содержащая сульфидные тела, относится к ильчирской толще [Скопинцев и др., 2013ф] или оспинской свите [Осокин и др., 2004ф].

Ильчирская толща сложена осадочно-вулканогенными отложениями, включающими зеленокаменные измененные базальты и андезиты, тесно ассоциирующие с рассланцованными туфами и туффитами, а также, в меньшей мере углеродисто-кремнистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, чередующимися с песчаниками и алевролитами. Следует отметить, что эффузивы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и практически превращены в зеленые сланцы. В отдельных местах, в составе ильчирской толщи отмечаются олистостромы. Матрикс этих образований представлен преимущественно зелеными и темно-серыми филлитовидными, иногда карбонатными сланцами, часто с сульфидами. Олистолиды и олистоплаки сложены известняками, карбонатными сланцами, тальк-карбонатными породами, гипербазитами, иногда диабазами и габбро, т.е. членами офиолитовой ассоциации. Характерны тектонические контакты с подстилающей карбонатной толщей (иркутской свитой).

К *оспинской свите* относятся осадочно-вулканогенные отложения, слагающие верхнюю пластину офиолитовой ассоциации. Кроме того, к офиолитам отнесены и отложения, ранее включаемые в состав ильчирской, дабанжалгинской, дибинской, дунжугурской свит. В составе свиты преобладают метабазальты, метаандезиты, реже темно-серые, зеленые сланцы с прослоями кремнистых и карбонатных пород, песчаников, алевролитов. Встречаются участки с офиолитокластовой олистостромой.

Как видно из краткого описания, оба стратиграфических подразделения, сложены близкими по составу метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями, пространственно ассоциирующими с породами офиолитовой ассоциации. В итоге, до настоящего времени существует неопределенность в разделении ильчирской толщи и

оспинской свиты. Как показано в работе А. Б. Кузьмичева «...ясные литологические критерии для различения оспинской и ильчирской свит отсутствуют...» [Кузьмичев, 2004, стр. 24]. В то же время описаны и постепенные переходы от иркутской свиты, слагающей чехол Тувино-Монгольского микроконтинента, к ильчирской толще [Геология и метаморфизм..., 1988]. Возможно, в составе ильчирской толщи объединяются как отложения чехла, так и глубоководные осадки и эффузивы, входящие в состав офиолитовой ассоциации, которые следует относить к оспинской свите. Но в связи с отсутствием надежных критериев разделения оспинской свиты (офиолитовой пластины) и собственно ильчирской толщи (отложений чехла), а также слабой изученностью этих стратиграфических подразделений, вопрос об их природе и взаимоотношениях остается открытым.

Возраст рассматриваемой сланцевой толщи соответствует возрасту офиолитов (более 800 млн. лет), поскольку гранитоиды сумсунурского комплекса, с датировками в 790 млн. лет, прорывают эти отложения. Проведенное ранее Rb-Sr датирование сульфидизированных углеродистых сланцев из верхней пластины офиолитов, опробованных в пределах Зун-Холбинского золоторудного месторождения позволило определить возраст метаморфизма – 709 млн. лет [Посохов и др., 1994]. Полученное значение сопоставимо с возрастом обдукции офиолитовых блоков.

Для сланцевых отложений Ольгинской золоторудной зоны характерна относительно высокая степень метаморфизма, выраженная в развитии биотита и граната, появлении амфиболитов. Первичные структуры вулканогенно-осадочных пород практически отсутствуют, отложения превращены в сланцы углеродисто-кремнистого состава с прослоями амфиболитов, гранат-биотитовых, хлорит-тремолит-кремнистых сланцев. Среди указанных отложений, согласно со сланцеватостью пород, залегают рудные зоны, представленные горизонтами сплошной и вкрапленной сульфидной минерализации, для которых отмечается некоторая зависимость рудной минерализации от литологического состава. В частности, сульфидные тела относительно обогащены углеродистым веществом, тогда как во вмещающей толще углеродистых сланцев мало. Колчеданная минерализация отмечается по всему разрезу толщи, но наибольшее развитие сульфиды имеют в средней её части. Немногочисленные кварцевые жилы и линзы залегают как субсогласно с вмещающими породами, так и имеют секущие контакты, когда приурочены к трещинам. Некоторые кварцевые жилы локализуются в приконтактных частях сланцевой толщи, в частности, в экзоконтакте толщи известняков, к примеру, на рудопроявлениях Подкова и Вересень, золотоносные сульфидно-кварцевые жилы, залегают либо в контактовой части, либо непосредственно в известняках вблизи контакта

со сланцами. Сами сульфидизированные сланцы также золотоносны, а содержания золота, по данным предшественников, составляют 0.8 – 16 г/т [Осокин и др., 2004ф].

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ОЛЬГИНСКОЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД

Рудопроявление расположено в верховьях р. Даялык (правый приток р. Урик), располагаясь по обоим бортам долины в междуречье самых верхних притоков. Оно приурочено к узкой полосе метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений оспинской свиты, протягивающейся на юго-восток от долины р. Амбарта-Гол (правый приток р. Урик) до верховьев р. Олот – Северной оконечности Оспинско-Китойского ультрабазитового массива. Таким образом, проявление занимает лишь мелкий фрагмент Ольгинской зоны. С севера и юга участок ограничен массивами гранитоидов, отнесенных к сумсунурскому интрузивному комплексу и имеет ширину 1.1-1.2 км. Южный контакт сланцевой толщи тектонический, осложненный милонитизацией гранитоидов, северный – интрузивный. Площадь Ольгинского рудопроявления сложена кварц-биотитовыми, кварц-амфибол-биотитовыми сланцами с гранатом (1–7 %), переменным количеством углеродистого вещества (0.1–2.5 %) и пирротина (0.5–3.5 %), а также кремнистыми (кварцитовидными) и углеродисто-кремнистыми породами (лидитами), среди которых локализуются субсогласные относительно малосульфидные кварцевые жилы (рис. 2).
Отдельные тела сложены амфиболовыми породами с вкрапленной пирротиновой минерализацией.

Рис.2

Зона развития сульфидных руд протягивается в субширотном направлении на расстояние около 4 км. Мощность зоны изменяется от 20 до 40 м. Западный фланг структуры срезан разрывным нарушением северо-восточного простирания, по которому граниты северного поля контактируют со сланцами. В восточном направлении зона перекрыта рыхлыми отложениями водораздела Даялык - Барун-Оспа. Восточный и центральный ее сегменты залегают в пачке карбонат-кварц-биотитовых сланцев, западный – в кварц-хлорит-амфиболовых сланцах. Таким образом, структура обнаруживает дискордантный характер, пересекая контакт двух отмеченных выше пачек под острым углом. В разрезе сульфидные руды согласны со сланцеватостью и в центральной части залегают субвертикально или круто падают в юг-юго-западном направлении.

Висячем боку зоны сульфидизации развиты переслаивающиеся сланцы и амфиболиты, с прослоями кварцитов (рис. 3). Сланцы имеют темно-серый цвет, биотит-гранат-тремолит-кремнистый и тремолит-гранат-кремнистый составы. Содержание кварца в породах составляет примерно 60 об.%. Он слагает сплошные полосы, линзы,

Рис.3

ориентированные агрегаты тонких (0.01 – 0.2 мм) зерен неправильной формы – чистых, либо слабо пигментированных углистым веществом. Тремолит (от 8 до 20 об. %) образует совместно с биотитом (5 об.%) биминеральные линзочки и полосы, либо формирует полосы нематобластовой структуры с кварцем. Гранат (10 об.%) представлен порфиробластами диаметром 0.2 – 2 мм, часто со следами коррозии, катаклаза и деструкции в кварцевом и амфибол-биотитовом матриксе, который нередко облекает зерна, формируя микроочковую текстуру.

Фиксируется и вторая генерация граната в виде мелких гранулированных зерен (0.01-0.05 мм), образующих цепочки и агрегатные скопления вокруг крупных резорбированных порфирокристаллов граната. Изредка более поздний гранат в виде цепочек зерен пересекает кварцевые агрегаты.

Амфиболиты имеют темно-зеленый цвет, плагиоклаз-биотит-роговообманковый состав и тонкополосчатую текстуру. Она обусловлена чередованием моно- и биминеральных амфиболовых и биотитовых прерывистых слойков. Роговая обманка (55-56 об.%) – слагает таблитчатые, призматические (0.01 – 0.2 мм) кристаллы, ориентированные удлинением по полосчатости. Биотит (25 об.%) имеет аналогичную ориентировку, за исключением относительно крупных порфиробластов (0.1 – 0.15 мм), которые расположены поперек сланцеватости и, как правило, замещаются хлоритом. Плагиоклаз (10 об.%) выполняет промежутки зерен роговой обманки в виде микролинз, ориентированных цепочек и представлен прозрачными таблитчато-призматическими, изометричными зернами (0.05-0.1 мм) с тонким двойникованием. Среди акцессорных минералов отмечены апатит, сфен, лейкоксен. Рудные минералы (сульфиды) (5-8 об.%) формируют цепочки, удлинённые агрегаты тонковкрапленной текстуры. Размеры изометричных, реже – призматических индивидов 0.01-0.05 мм. Большая часть агрегатов согласна полосчатости и приурочена к контактам плагиоклазовых и биотит-роговообманковых скоплений.

Висячий бок зоны сульфидизации сложен амфиболитами, состоящими из роговой обманки с примесью хлорита (3%) и биотита (1%). Плотные упакованные агрегаты тонко-мелкозернистой роговой обманки насыщены (11%) тонкой вкрапленностью (0,01-0,02 мм) рудного минерала. Нередко он образует гнезда, вытянутые по сланцеватости. По данным минералогического анализа порода содержит пирротин (0,5%), лимонит (0,15%), знаки пирита, магнетита, ильменита, <0,1% апатита, редкие знаки галенита и арсенопирита. Сульфидная залежь, изученная в канаве окислена с поверхности, но на незначительную глубину (доли см). В свежем сколе руда массивная или полосчатая, сложенная на 30-60% пирротинном с редкими включениями пирита, халькопирита и единичными кристаллами

арсенопирита и тонкими темно-серыми существенно кварцевыми углеродистыми агрегатами с тонкой вкрапленностью рудных минералов. Участками отмечаются агрегаты с обломочным строением (рис. 4, а). Непосредственно западнее выходов колчеданных руд залегает кварцевая жила в биотит-амфиболовых сланцах. Ее мощность 0.5 м, падение северное (0°) под углом 45-50°. Полная протяженность неизвестна. Кварц прозрачный, желтоватый за счет проникновения гидроокислов железа в трещинки, крупнокристаллический. Для кварцевых жил характерно очень малое содержание сульфидных минералов, которыми насыщены вмещающие сланцы (рис. 4, б). В кварце содержатся лишь единичные трещинные прожилки, изолированные вкрапленники и гнезда пирротина диаметром до 3-5 см, приуроченные преимущественно к призальбандовым частям.

Рис.4

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД

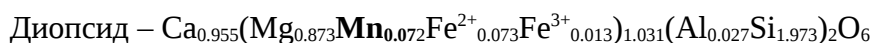
Минеральный состав руд. По данным минералогического анализа, сульфидные тела сложены пирротинном (26.5 – 77.92 об.%) и углеродисто-силикатным агрегатом (4.77 – 73.2%). Прочие рудные минералы представлены пиритом (от редких знаков до 0.6%), арсенопиритом (от редких знаков до менее 0.1%), сфалеритом, галенитом (редкие знаки – знаки). Халькопирит зафиксирован в трех пробах в знаках и редких знаках. Лимонит и прочие гидроокислы железа развиты незначительно, их количество не превышает 0.5 об.%. Амфибол, пироксены, хлорит, биотит и гранат составляют повсеместно незначительную примесь. В всячем боку тела в редких знаках отмечены марганцевый минерал, ильменит и апатит.

При микроскопическом изучении руд установлено, что они представляют собой насыщенные сульфидами, углеродисто-биотит-гранат-кремнистые сланцы с примесью тремолита, хлорита, эпидота, мусковита и присутствием в небольших количествах таких минералов как диопсид, плагиоклазы, K-Na полевые шпаты, хлорит, эпидот (рис. 5). Отмечается также эпидот, содержащий повышенные концентрации РЗЭ. Из акцессорных минералов присутствуют монацит, апатит, рутил, титанит, циркон. Количественные отношения главных минералов варьируют.

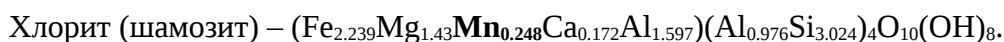
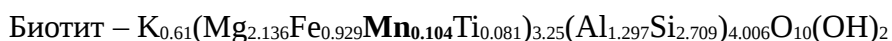
Рис.5

Гранат по составу соответствует марганцевой разновидности – спессартину с составом $(\text{Mn}_{2.482}\text{Ca}_{0.248}\text{Mg}_{0.196}\text{Fe}_{0.163})_{3.089}\text{Al}_{1.911}(\text{Al}_{0.043}\text{Si}_{2.957})_3\text{O}_{12}$.

Особенностью изученных минералов является постоянно присутствующая примесь Mn в диопсиде, биотите, тремолите, мусковите, хлорите:



Тремолит



Сульфидные руды характеризуются наличием реликтов обломочных брекчиевых структур, хотя преобладают вкрапленные, массивные и флюидальные полосчатые. Главным рудным минералом является пирротин, слагающий аллотриоморфнозернистые агрегаты неправильной формы, часто полосовидные, ориентированные в одном направлении или флюидальные (рис. 6). По структуре это типичный моноклинный пирротин с наиболее характерными рефлексами $d=2.069$ и 2.649 , средняя кристаллохимическая формула минерала рассчитывается на состав $\text{Fe}_{7.19}\text{S}_{7.77}$, что указывает на некоторый дефицит серы в структуре минерала.

Рис.6

В агрегате пирротина присутствуют близкие по морфологии редкие выделения сфалерита и халькопирита неправильной вытянутой формы. Сфалерит – высокожелезистый, содержание Fe достигает 9.8 мас.%. Кроме сфалерита и халькопирита, в пирротиновом агрегате выделяются редкие гипидоморфные метакристаллы пирита и арсенопирита, размером до 4-5 мм (рис. 7). Арсенопирит содержит примеси Ni (до 0.63 мас.%) и Co (до 2.67 мас.%), отношение S/As составляет 1.12 – 1.21. В рудах также диагностированы единичные зерна уранинита и алтаита.

Рис.7

Химический состав руд. В химическом составе руд преобладают такие элементы как Fe (до 41.65 мас.% $\text{FeO}_{\text{общ.}}$), SiO_2 (33.0 – 55.6 мас.%) и S (10.49 – 17.8 мас.%) (табл. 1). Характерно повышенное содержание MnO (0.44 – 2.63 мас.%). В единичных пробах появляется TiO_2 (до 2.03 мас.%). Содержания таких элементов как CaO, MgO, Al_2O_3 варьируют в пределах первых мас.%. В породах также относительно повышены концентрации P_2O_5 (0.35 – 0.56 мас.%).

Табл.1

По содержаниям элементов-примесей сульфидизированные сланцы характеризуются умеренно повышенными содержаниями таких элементов как Cu, Zn, Ni, V, Cr, на уровне первых сотен г/т, что сопоставимо с содержаниями этих элементов в основных магматических породах. Такое распределение позволяет считать, что первичным субстратом являлись вулканогенно-осадочные породы – производные базальтоидов, обогащенные сульфидами Fe и минералами Mn. По сравнению с вмещающими сланцами в сульфидных рудах повышено количество углеродистого вещества ($C_{\text{орг}}$ от 2.6 до 7.9 %), Cu (до 788 г/т), Zn (до 674 г/т). В рудах также присутствуют примеси Pb и As, содержания

которых во вмещающих сланцах – ниже предела обнаружения. Характерно также увеличение концентраций Ва в некоторых пробах руд (до 666 г/т).

Общий тренд распределения элементов-примесей на спайдер-диаграмме близок к геохимическому составу базальтов океанических островов (ОИВ), однако осложнен некоторыми аномалиями. Так, на диаграмме отмечаются минимумы по Nb, Sr, Zr, максимумы по Pb, U, Ni (рис.8, а). Такие аномалии характерны для надсубдукционных базальтов задуговых бассейнов [Metcalf, Shervais, 2008]. Характерна широкая дисперсия содержаний крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba), обусловленная, по-видимому, вторичными преобразованиями пород. РЗЭ показывают дифференцированный спектр, с обогащением легкими РЗЭ и отчетливо выраженной слабо контрастной отрицательной Eu аномалией (рис. 8, б). Распределение легких РЗЭ соответствует ОИВ, но отмечается увеличение уровня концентраций тяжелых РЗЭ по сравнению с графиками ОИВ. Такое распределение можно связать с влиянием метаморфизма, приведшим к разложению первичных полевых шпатов (плагиоклаза) и появлению граната, накапливающего преимущественно тяжелые РЗЭ. Минералы-концентраторы легких РЗЭ – монацит и эпидот. Графики распределения РЗЭ во вмещающих сланцах практически полностью соответствуют графикам базальтов ОИВ (рис. 8, в).

Рис.8

Надсубдукционную природу первичных эффузивов показывает и классификационная диаграмма Th/Yb-Nb/Yb (рис. 9), поскольку указанные химические элементы инертны при вторичных преобразованиях. Положение фигуративных точек составов сульфидизированных сланцев на этой диаграмме, соответствует составам базальтов задуговых зон спрединга.

Рис.9

Изотопный состав серы и кислорода. Изотопный состав серы был определен как в сульфидах из колчеданных тел на участках Ольгинский, Ильчирский, зона Нижняя, так и в сульфидах из углеродистых сланцев оспинской свиты и ильчирской толщи на участках Ильчирский, Эрье-Хара-Жалга, Барун-Гольский. Как видно из таблицы 2, сульфиды из колчеданных тел резко отличаются по изотопному составу от вкрапленных сульфидов, рассеянных по массе сланцев. Изотопный состав «рудных» сульфидов варьирует в пределах 0.5 - 5‰ и соответствует составу серы из золоторудных месторождений Урик-Китойской зоны Восточного Саяна [Миронов, Жмодик, 1999; Жмодик и др., 2008]. Аналогичные значения изотопного состава серы имеют сульфиды из современных и древних гидротермальных систем океанических и задуговых спрединговых зон – «черных курильщиков» [Богданов и др., 2006; Викентьев, 2004; Seal, 2006]. «Рассеянные» сульфиды значительно отличаются отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ изменяющимися в пределах -8.4

Табл.2

– 21.5‰. Такой изотопный состав соответствует изотопно «легкой» осадочной сере [Фор, 1989].

Измеренные изотопные составы кислорода в кварце имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ 14.8 и 19.9‰ (табл. 3). Расчет изотопного состава равновесного флюида, для температуры 500°C Табл.3 дает значения $\delta^{18}\text{O}$ соответственно 12.2 и 17.3‰. Такие значения характерны для метаморфогенных вод.

Золотоносность руд. В связи с крайне неравномерным распределением золота в сульфидных рудах, аналитические исследования пробирным методом проводились с использованием нескольких навесок по 50 г каждая, на основе анализа которых были вычислены средние содержания золота. Анализы проводились по крупнообъемным (25 – 30 кг) бороздовым пробам. При анализе малых штуфных проб химико-спектральным методом, где анализируемая навеска составляла 10 г, концентраций золота выше 0.06 г/т не установлено. Следовательно, примененная методика анализа крупнообъемных проб из нескольких навесок, позволила оценить истинные средние содержания золота в рудах и позволила достоверно доказать золотоносность колчеданных пирротиновых руд. Содержания золота в сульфидных рудах, определенные пробирным анализом, по указанной выше методике, варьируют в пределах 0.1 – 4.4 г/т, при среднем значении 1.48 г/т; в кварцевой жиле концентрация золота составляет 1.25 г/т (табл. 4). Содержания Табл.4 серебра в рудах также повышены, варьируют в пределах 2.5 – 12 г/т (см. табл. 1).

Зерна самородного золота, в количестве 25 шт., были выделены из протолок сульфидных руд. Размеры проанализированных золотин варьируют от 0.15x0.15 до 0.4x0.5 мм. Формы выделений неправильные, комковато-пластинчатые, слегка вытянутые. Цвет золотисто-желтый, характерны тонкие пленки гидроокислов железа. Пробность подавляющего большинства золотин высокая, в пределах 884 - 992‰ (рис. 10). В то же время Рис.10 отмечаются единичные зерна, имеющие низкую пробность, изменяющуюся от самородного серебра, через кюстелит (248-356‰) и электрум (500‰), до низко-среднепробного золота (702‰). Иногда в самородном золоте отмечаются примеси Си, в пределах первых десятых долей процента, в единичных случаях присутствует медистое золото, где содержания Си достигают 4.87 – 9.43 мас. %.

Таким образом, можно сделать вывод, что изученные пирротиновые руды характеризуются повышенной золотоносностью, со средним содержанием Au – 1.48 г/т (1.25 г/т в кварцевых жилах) и содержаниями Ag, варьирующими в пределах 2.5 – 12 г/т, однако распределение золота крайне неравномерное, что зачастую приводит к неправильной оценке концентрации этого элемента. Наличие минеральных фаз золото и серебра подтверждает факт золотоносности этих руд. Учитывая достаточно большой

объем сульфидных тел, а также широкое распространение аналогичных сульфидных руд на территории юго-восточной части Восточного Саяна, подобные проявления могут иметь промышленную значимость.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Минеральная термобарометрия. P-T условия метаморфизма сланцев определялись с помощью ряда минеральных геотермометров, на основе анализа химических составов породообразующих минералов. Расчет по гранат-биотитовым геотермобарометрам [Thompson, 1976; Holdaway, Lee, 1977] дал следующие значения $T=455^{\circ}\text{C}$, $P=4.96$ кбар. Близкие условия показывают P-T тренды, рассчитанные по гранат-клинопироксеновому [Krogh, 1988] и мусковит-биотитовому геотермометрам [Hoisch, 1989]. Так, в первом случае, давлению в 5 кбар соответствует температура 543°C , во втором случае, при давлении в 5 кбар, получена температура 430°C . Температуру в 450°C показывает также расчет по хлорит-мусковитовому геотермометру [Котов, 1975].

Согласно фазовой диаграмме системы Fe-As-S [Kretschmar, Scott, 1976], используемой в качестве арсенопиритового геотермометра, тройная точка сосуществования арсенопирита, пирита и пирротина соответствует температуре 491°C . С применением электрум-сфалеритового геотермометра [Молошаг, 2009] по содержанию серебра в электруме (N_{Ag}) и железистости (X_{Fe}) сосуществующего сфалерита, получено значение температуры 446°C . Косвенным свидетельством относительно высокотемпературных условий формирования является повышенная железистость сфалерита.

Как видим, температуры, полученные по минеральным геотермометрам, основанным на составах рудных минералов, соответствуют температурам образования метаморфических силикатных минералов. Это позволяет более достоверно оценить P-T условия метаморфизма пород и принять следующие значения: температура – **430 – 540 $^{\circ}\text{C}$** , давление ~ **5 кбар**. Такие P-T условия отвечают нижней границе эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [Добрецов и др., 1970] и подтверждаются наличием типоморфных минералов этой фации (граната, роговой обманки, эпидота и др.) в составе ассоциаций породообразующих минералов. Поскольку близкие условия формирования или преобразования, установлены и по составам рудных минералов, то можно считать, что последние были подвержены переотложению при метаморфизме. В частности, появление метакристаллов арсенопирита, частиц электрума и самородного золота, а также повышение железистости сфалерита, обусловлено метаморфизмом первичных сульфидных руд.

Текстурно-структурные признаки пород и руд свидетельствуют о переотложении рудного вещества за счет флюидной фазы, наличие которой подтверждается также появлением кварцевых линз, жил и прожилков, субсогласных с залеганием сланцевой толщи, обрамленных участками водосодержащих минералов – серицита, биотита, амфиболов, эпидота. Возможность переноса рудообразующих компонентов флюидами указана и в работе [Ohmoto, 1996]. Появление метаморфогенного флюида влияло, по-видимому, и на укрупнение частиц самородного золота.

Для изучения состава флюидной фазы, а также уточнения P-T условий формирования руд были проведены термобарогеохимические исследования флюидных включений (ФВ) в кварцевых жилах, присутствующих в составе сульфидных тел.

Термобарогеохимические исследования. В зернах кварца выделены три разновидности флюидных включений: первичные ФВ встречаются в виде одиночных включений или образуют небольшие группы (от 3 до 5-7 включений). Они находятся внутри кварцевых зерен без видимой связи с залеченными трещинами; первично-вторичные включения образуют цепочки, не выходящие за пределы границ кварцевых зерен и вторичные включения, приуроченные к залеченным трещинам, секущим границы кварцевых зерен. Поскольку генезис вторичных и первично-вторичных включений неясен, то их исследований не проводилось.

Всего изучено более 40 индивидуальных первичных ФВ в кварце и сидерите кварцевых жил, но в связи с очень мелкими размерами некоторых ФВ, не все параметры удалось установить достаточно достоверно. Включения представлены следующими типами (рис. 11): существенно водными ($J_{H_2O} \geq \Gamma > \text{Кристалл}$) и существенно газовым ($\Gamma > J_{H_2O}$). Размер этих включений редко превышает 10-12 мкм, в большинстве случаев варьирует от 3 до 8 мкм, что значительно затрудняет проведение термометрических экспериментов. Твердая фаза присутствует во всех существенно-водных включениях, размер ее несколько меньше газового пузыря (рис. 11, a-e), и это соотношение постоянно сохраняется, что позволяет отнести эту фазу к дочерней. Во многих зернах кварца, наряду с включениями гомогенного захвата, в пределах одной зоны роста встречаются сингенетичные существенно-водные и существенно-газовые ФВ (см. рис. 11, d-h), свидетельствующие о том, что участками происходила гетерогенизация (вскипание) минералообразующего флюида. Подобные сингенетичные включения отмечаются и в ксеноморфных зернах сидерита (рис.11, j-l) из более поздних карбонатных прожилков. Размеры ФВ в сидерите весьма малы, в основном до 3-4 мкм, поэтому они не всегда являлись пригодными для проведения термометрических экспериментов.

Рис.11

Измеренная температура гомогенизации (T_2) первичных включений в кварце колеблется в интервале от 340 до 536°C, с максимальным количеством определений в интервале 400 – 450°C (табл. 5, рис. 11, g-i, рис. 12). От центральных частей зерен кварца к краям, температура гомогенизации понижается практически на 100°C (рис. 11, i), что говорит об отложении кварца в условиях снижения температуры флюидов. Относительно более низкий интервал температур гомогенизации первичных ФВ (370 – 440°C) характерен для зерен сидерита. Согласно измеренным температурам эвтектики ($T_{эвт}$), которые меняются в интервале от -35 до -37°C, главными солевыми компонентами ФВ являются хлориды Mg, Fe и Na (см. табл.5). Твердая фаза включений, предположительно представлена галитом (NaCl), на что указывает их кубическая форма кристаллов и показатель преломления, близкий к показателю преломления минерала-хозяина – кварца. Растворение дочерних кристаллов происходило при температурах от 11 до 225°C. При охлаждении этих включений дочерние фазы появлялись снова. Согласно температуре плавления твердой фазы, соленость растворов менялась в пределах 26 – 33 мас.% экв. NaCl (см. табл.5).

Табл.5

Рис.12

Зная солевой состав ФВ и температуру захвата, мы можем определить максимальные давления двухфазной области существования флюида по фазовой диаграмме данной водно-солевой системы. На рис. 13 показаны P-T проекции критических кривых для некоторых хлоридных солевых систем по [Steele-MacInnis et al., 2015], наличие которых установлено термобарогеохимическими методами. Для наиболее часто встречающейся температуры 450°C мы получаем диапазон давлений примерно **400 – 500 бар**, для систем FeCl₂-H₂O, NaCl+KCl-H₂O, MgCl₂-H₂O. Для модального значения температуры **450°C** мы получаем диапазон давлений примерно **400 – 500 бар**, для указанных водно-солевых систем. Для интервала температур от 340 до 536°C, мы получаем более широкий диапазон давлений примерно от **200 до 800 бар**, в зависимости от типа солевой системы. Здесь следует отметить, что в данном случае мы получаем максимально возможные давления существования гетерогенной области флюида при данных температурах, которые, вероятно, не являются истинными, но, тем не менее, позволяют примерно оценить уровень давлений при минералообразовании. Взяв среднее значение измеренных $T_{гом} = 424°C$, мы получаем интервал давлений порядка **315 – 415 бар**, для разных водно-солевых систем. Этот диапазон принят как среднее значение давления при формировании кварцевых жил. Как видим, такие значения сильно отличаются от давлений при метаморфизме, что позволяет сделать вывод о том, что отложение кварца происходило в условиях резкого падения давлений, тогда как температуры оставались прежними.

Рис.13

Наличие сингенетических существенно водных и газовых ФВ в кварце позволяет сделать вывод, что их захват происходил на стадии гетерогенизации флюида, происходящей в условиях двухфазной области существования солевого раствора. Действительно, полученные P-T условия захвата ФВ, согласно P-T проекции фазовой диаграммы системы NaCl-H₂O, соответствуют области гетерогенного флюида, ограниченной верхней критической кривой и кривой трехфазного (Ж+Г+Тв) равновесия (рис.14).

Рис.14

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные золотоносные пирротиновые руды ассоциируют с вулканогенно-осадочными отложениями – производными базальтов, с примесью кремнистых и углеродистых пород, представляющими собой часть офиолитового разреза. Геологическими наблюдениями установлено, что сульфидные тела имеют согласное с вмещающими породами залегание, проявлен литологический контроль оруденения. Сами тела имеют стратиформность, пластовую и линзовидную морфологию и характеризуются достаточно большой протяженностью (до первых км). В рудах отмечаются реликты первичной обломочной структуры и отсутствуют окологрудные гидротермальные изменения. Все эти признаки указывают на синхронность формирования сульфидных тел с вмещающими вулканогенно-осадочными отложениями.

Руды представляют собой обогащенные сульфидными минералами, преимущественно пирротином, углеродисто-гранат-биотит-кремнистые сланцы с примесью других силикатных минералов – тремолита, хлорита, альбита, плагиоклаза, диопсида, эпидота. В результате чего, в рудах присутствуют высокие концентрации серы (10.49 – 17.8 мас.%) и SiO₂ (33.00 – 55.60 мас.%). Многие породообразующие минералы сланцев содержат примесь Mn, а гранат – представлен собственно марганцевой разновидностью – спессартином. Валовые содержания MnO в рудах достигают 5 мас.%. Геохимические характеристики рудных сланцев показывают их схожесть с надсубдукционными базальтами задуговых зон спрединга [Metcalf, Shervais, 2008; Pearce, Stern, 2006]. Содержания Al₂O₃ в большинстве случаев, варьируют в пределах 3 – 5 мас.%, хотя в отдельных пробах возрастают до 11 мас.% и приближаются к уровню содержаний Al в базальтах COX [Gale et al., 2013]. В результате можно констатировать, что первичные породы представляли собой смесь вулканокластитов и вулканитов базальтового состава с кремнистыми отложениями, содержащую большое количество сульфидов Fe, минералов Mn (возможно в виде Mn корок) и углеродистое вещество. Такой состав практически полностью соответствует составу отложений гидротермальных построек в срединно-

океанических хребтах и задуговых зонах спрединга – продуктов разгрузки «черных курильщиков» [Богданов и др., 2006].

Согласно полученным P-T условиям образования сланцев, степень метаморфизма доходила до низов эпидот-амфиболитовой фации (T=450 – 500°C, P ~ 5 кбар). Широкая изменчивость степени метаморфизма на локальных участках свидетельствует о развитии дислокационного типа метаморфизма, обусловленного положением вулканогенно-осадочной толщи в подошве офиолитового покрова. С процессом динамометаморфизма связаны высокая дисперсность сульфидных руд и широкое распространение в них «овоидов» темного кварца и углеродистых кремней. Термобарогеохимическими исследованиями установлен более низкий уровень давлений кристаллизации кварца, порядка первых сотен бар, при близких к метаморфическим, температурах минералообразования. Это говорит о формировании кварцевых жил в условиях резкого падения давлений, которые создаются при появлении открытых полостей в результате тектонических деформаций.

В ходе метаморфизма происходило преобразование и рудных минералов, в частности, пирротинизация пирита и высвобождение примесных компонентов. Так, согласно фазовой диаграмме системы Fe-As-S переход пирит-пирротин при простом нагреве, происходит при температуре 491°C [Kretschmar, Scott, 1976], однако в присутствии углеродистого вещества, температура этого перехода снижается, вплоть до температуры, близкой к 200°C [Hall, 1986]. Полученные P-T условия метаморфизма сульфидизированных сланцев вполне соответствуют условиям пирит-пирротинового перехода, учитывая наличие углеродистого вещества. Следовательно, при метаморфизме происходила пирротинизация пирита, обусловленная как влиянием температуры и давления, так и наличием углеродистого вещества, снижающего температуру перехода пирит-пирротин. По экспериментальным данным, представленным в работе [Tomkins, 2010] при метаморфизме пиритсодержащих пород в присутствии углерода пирротинизация пирита происходит согласно следующей реакции:



В результате, в метаморфогенный флюид уходит высвобождающиеся сульфидная сера и углекислота. На начальной стадии метаморфизма зерна пирита находятся в равновесии с небольшими порциями водно-сероводородного раствора и новообразованного пирротина (рис. 15, А). При увеличении степени метаморфизма, происходит высвобождение связанной в водосодержащих минералах, воды и полная

пирротинизация пирита с выделением воды и серы в форме H_2S , что, в свою очередь, приводит к появлению серосодержащей флюидной фазы (рис.15, В). Этим, по-видимому, и обусловлена пониженная сернистость пирротина. Процесс пирротинизации пирита приводит также к высвобождению элементов-примесей и формированию новообразованных сульфидных минеральных фаз: метакристаллов Ni-Co-содержащего арсенопирита, тонких и мелких микровключений галенита и сфалерита в пирротине. Аналогичным образом ведет себя при этом и золото. Высвобождаясь при переходе пирит-пирротин, оно укрупняется вплоть до появления зерен размером 1–1.5 мм. Этот процесс изучен экспериментально [Калиткина и др., 1971] и показана возможность появления золотин при замещении пирротинном пирита с первоначально «невидимым» золотом. Укрупнение частиц самородного золота при метаморфизме установлено и в колчеданных рудах Урала, также представляющих собой фрагменты древних субмаринных сульфидных построек [Викентьев, 2004]. Первичные Mn-содержащие минералы были практически полностью трансформированы, в результате чего Mn вошел в состав метаморфических силикатных минералов – граната, хлорита, эпидота и др.

Наличие геохимических характеристик задуговых базальтов, а также повышенные концентрации таких элементов как Pb, As, Au, Ag, позволяет считать эти палеогидротермальные системы продуктами развития задугового бассейна Дунжугурской островодужной системы, к которой относятся рассматриваемые офиолиты. Значения изотопного состава серы в сульфидных рудах варьируют от $\delta^{34}S$ от 0.5 до 5‰, и соответствуют изотопным составам сульфидов «черных курильщиков» [Богданов и др., 2006; Seal, 2006], в то время как вкрапленные сульфиды, рассеянные во вмещающих сланцах и амфиболитах, и не входящие в состав рудных тел, отличаются изотопно «легкими» значениями $\delta^{34}S$ (-8.4 – -21.5‰). Отрицательные значения изотопного состава серы характерны для осадочных сульфидных минералов, формирование которых вследствие интенсивного фракционирования изотопов серы за счет бактериальной или термохимической редукции сульфатов морской воды [Seal, 2006]. Следовательно, наблюдаемые значения изотопного состава серы в сульфидах колчеданных тел (0.5 – 5.0‰) свидетельствуют об их формировании за счет привноса гидротермальной серы и сопутствующих рудообразующих элементов в составе металлоносных растворов.

Происхождение марганцевых руд, так называемых марганцевых корок, также связывается с гидротермальной деятельностью субмаринных гидротермальных систем, зачастую ассоциирующих с сульфидными постройками [Богданов и др., 2006; Дубинин и др., 2008]. Наличие повышенных концентраций Mn часто является критерием отнесения

осадков к глубоководным, на чем основано использование индикаторного отношения Fe/Mn при изучении донных морских и океанических осадков.

Таким образом, появление первичной золотоносной сульфидной минерализации связано с развитием субмаринных гидротермальных систем («черных курильщиков») в зоне задугового спрединга. Исходя из этого, изученный тип оруденения может быть отнесен к месторождениям типа VMS – вулканогенным массивным сульфидным месторождениям, подверженным более позднему метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. Месторождения типа VMS представляют собой стратиформные тела золотоносных сульфидных руд, которые осаждаются из гидротермальных растворов на дне морских или океанических бассейнов, в условиях дивергентных границ плит [Barrie, Hannington, 1999; Galley et al., 2007]. Они залегают среди вулканогенно-осадочных отложений, и, как правило, синхронны с вулканическими породами. Считается, что появление таких месторождений связано с гидротермальной мобилизацией металлов из океанической коры [Patten et al., 2016; Sharman et al., 2015]. VMS месторождения содержат высокие концентрации полиметаллов – Fe, Cu, Zn и Pb, но также могут быть обогащены Au, Ag, As, Sb, Se, Te и Bi, соответственно, главными минералами руд являются пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит в разных соотношениях [Galley et al., 2007]. В зависимости от степени обогащения золотом они могут быть золотосодержащими, либо золоторудными месторождениями. Золотоносными являются месторождения, сформированные в принципе, в любых участках океанической коры, обогащенных золотом, однако чаще всего массивные сульфидные руды формируются в пределах океанических и зарождающихся континентальных островных дуг, рифтовых дуг и задуговых бассейнов в обстановках растяжения литосферных плит [Pitcairn, 2011; Webber et al., 2013]. Известно, что содержания Au в современных субмаринных гидротермальных сульфидных постройках задуговых бассейнов, варьируют от 3 до 15 г/т, причем золото в этих образованиях присутствует преимущественно в «невидимой» форме [Викентьев, 2004]. Близкими концентрациями золота характеризовались, по-видимому, и первичные сульфидные отложения, метаморфизм которых привел к образованию изученных пирротиновых руд.

Отличием руд Ольгинского проявления, от руд месторождений типа VMS, являются относительно низкие концентрации таких элементов как Ba, Cu и Zn, не превышающие сотых долей мас.%, а также Au, среднее содержание которого имеет значение 1.5 г/т. Содержания указанных рудообразующих элементов в первичных гидротермально-осадочных рудах неизвестны, однако по аналогии с современными отложениями субмаринных гидротермальных полей задуговых зон спрединга, концентрации таких

элементов как Cu, Pb, Zn, Ba могут достигать первых мас.% [Богданов и др., 2006], а содержания золота оцениваются в 3 – 15 г/т [Викентьев, 2004]. Объяснений такому расхождению может быть два. *Первое* – подводные сульфидные постройки, как правило, зональны и существенно пиритовые руды месторождений типа VMS представляют собой наиболее «зрелые» залежи, сформированные в результате реакций первичных («примитивных») руд, с поздними гидротермальными флюидами. Следовательно, можно предположить, что в сланцах сохранились лишь фрагменты пиритовых зон, с небольшой примесью сульфидов полиметаллов. Но реликты последних, должны были отмечаться в пределах многочисленных выходов вулканогенно-осадочной пластины, известных в пределах офиолитовых поясов юго-восточной части Восточного Сана.

Поскольку фрагментов колчеданно-полиметаллических тел в офиолитах не обнаружено, то более вероятной представляется *другая причина* – вынос части рудообразующих компонентов из сульфидных тел при эпигенетических преобразованиях первичных руд. Как показано в работе [Ohmoto, 1996], такие компоненты как Cu, Pb, Zn, Ba, Ca могут выноситься и переотлагаться поздними гидротермальными флюидами в ходе эволюции подводной гидротермальной системы, при формировании сульфидной постройки за счет просачивания флюидов сквозь более ранние сульфидные залежи. Наличие флюидной фазы было установлено нашими исследованиями, однако её появление было обусловлено процессами метаморфизма, протекавшими при обдукции офиолитовых блоков. Изотопный состав кислорода, рассчитанный для равновесного с кварцем флюида, показал значения, характерные для метаморфогенных вод ($\delta^{18}\text{O} = 12.2 - 17.3\text{‰}$), что согласуется с общей геологической ситуацией. Указанный флюид представлял собой высококонцентрированный солевой раствор (соленость - 26 – 33 мас.% экв. NaCl), содержащий хлориды Fe, Na и K, периодически вскипающий из-за падения давления в полостях, в результате чего происходило формирование кварцевых жил и прожилков. Однако, несмотря на весьма высокие концентрации серы во вмещающем субстрате и, по-видимому, во флюиде, кварцевые жилы содержат крайне малое количество сульфидных минералов. Это можно объяснить высокими температурами (более чем 450 – 500°C) отложения кварца. Поскольку растворимость S, а также Cu и Zn, растет с увеличением температуры (Duan et al., 2007; Huston, 1998), то при таких условиях рудные компоненты находятся в растворенной форме и выносятся за пределы рудного тела. Известно, что золото, а также Pb, Cu, Zn в гидротермальных растворах переносится в составе хлоридных или гидросульфидных комплексов [Seward et al., 2014]. Наличие хлоридов во флюиде установлено методами криометрии, а высокая насыщенность среды серой, позволяет предполагать и её присутствие в составе растворов.

Здесь следует заметить, что в рудных телах золото-сульфидно-кварцевых месторождений региона (Зун-Холбинское, Водораздельное, Зун-Оспинское и др.), содержащих золото-полисульфидную минеральную ассоциацию, с преобладанием пирита, галенита, сфалерита и халькопирита, часто присутствуют фрагменты и реликты первичных стратиформных сульфидных руд, аналогичных рудам Ольгинской зоны. Это дает основание считать такие гидротермально-осадочные сульфидные руды, по крайней мере, одним из главных источников золота и рудообразующих компонентов. Наряду с наличием реликтов сульфидных тел, к такому выводу склоняют и следующие факты:

1. Все золоторудные месторождения золото-полисульфидного минерального типа характеризуются близким изотопным составом серы, где $\delta^{34}\text{S}$ изменяется в узких пределах $-2 - +6\%$ [Жмодик и др., 2008; Миронов, Жмодик, 1999] и соответствует составу серы из пирротиновых руд;

2. Месторождения приурочены к зонам интенсивных тектонических дислокаций – сдвигов, надвигов, зонам меланжа, где происходит перераспределение вещества за счет энергии тектонических процессов, в том числе переработка первичных сульфидных тел [Гордиенко и др., 2016; Золото Бурятии..., 2000; Миронов, Жмодик, 1999];

3. Главными рудообразующими элементами-спутниками золота являются Fe, Pb, Cu, Zn, то есть элементы, типичные для сульфидных построек «черных курильщиков», что позволяет, в свою очередь, сделать вывод о том, что вынесенные из первичных металлоносных отложений компоненты переотлагались в зонах тектонических деформаций, где формировались золотоносные минерализованные зоны и кварцевожилые тела;

4. Возраст золото-сульфидно-кварцевых месторождений более молодой, по сравнению с возрастом металлоносных осадков.

Существование океанического бассейна датируется продолжительным периодом с более чем 1035 млн. лет до около 800 млн. лет. Накопление отложений, в том числе, металлоносных, и их поглощение в зонах субдукции, происходило на всем протяжении существования океанического бассейна. Обдукция офиолитов с фрагментами сульфидных построек датируется периодом около 800 млн. лет [Кузьмичев, 2004]. В это время происходили метаморфические преобразования металлоносных осадков и превращение вулканогенно-осадочных пород в сланцы и амфиболиты. В результате метаморфических процессов первичные металлоносные осадки были превращены в золотоносные пирротиновые руды, фрагменты которых распространены в пределах офиолитовых поясов Восточного Саяна.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ:

1. Геологическое положение, структурно-текстурные признаки, минералогическо-геохимические и изотопные особенности изученных сульфидных руд свидетельствуют об их формировании в субмаринных глубоководных условиях в результате деятельности гидротермальных систем – аналогов «черных курильщиков», позднее подвергнувшихся метаморфизму.
2. P-T параметры метаморфизма оцениваются в ~5 кбар и 430 – 540°C, что соответствует границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Относительная локальность проявления изученных минеральных ассоциаций свидетельствует о динамометаморфизме сульфидсодержащей толщи, учитывая её положение в подошве офиолитового покрова. Температурные условия образования рудных минералов близки к этим оценкам.
3. Кварцевые жилы сформировались гетерогенными флюидами с соленостью 26.3 – 33.0% экв. NaCl, в температурном интервале +536...+340°C и относительно низких давлениях 170-520 бар. Основными солевыми компонентами рудообразующих растворов являются хлориды Fe и Mg с примесью хлорида Na. Формирование жил происходило на фоне некоторого снижения температур, при резком падении давления, связанном с появлением открытых полостей в результате тектонических деформаций, в которые попадал просачивающийся метаморфогенный флюид.
4. Относительно низкие концентрации золота и некоторых рудообразующих элементов (Zn, Cu и Pb) в пирротиновых рудах, свидетельствуют о выносе их в составе метаморфогенного флюида. Выносящиеся флюидом рудообразующие компоненты могли являться источником вещества для более поздних золоторудных месторождений Урик-Китойской зоны Восточного Саяна.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант №18-05-00489-а.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 528 с.
2. Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. №8, с. 16-27.
3. Будяк А.Е., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. Геодинамические предпосылки формирования масштабного оруденения южного обрамления Сибирского кратона в протерозое // Доклады академии наук, 2016. Т. 470, № 5, с. 562–565.

4. Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
5. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / авторы Беличенко В. Г., Бутков Ю. П., Добрецов Н. Л. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1988. 192 с.
6. Геология и рудоносность Восточного Саяна / авторы Добрецов Н. Л., Беличенко В. Г., Боос Р. Г. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1989. 127 с.
7. Гордиенко И. В., Роцектаев П. А., Гороховский Д. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений, 2016. Т. 58, №5, с. 405 – 429.
8. Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е. В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985, с. 34 – 58.
9. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В. Фации метаморфизма. Т. 1. М.: Недра, 1970. 432 с.
10. Дубинин А. В., Свальнов В. Н., Успенская Т. Ю. Геохимия аутигенного железомарганцевого рудообразования в осадках Северо-Восточной котловины Тихого океана // Литология и полезные ископаемые, 2008. № 2, с. 115 – 127.
11. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Академическое издательство "Гео". 2008. 304 с.
12. Жмодик С. М., Постников А. А., Буслов М. М., Миронов А. Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое – раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика, 2006. Т. 47, №1, с. 183 – 197
13. Золото Бурятии. Кн. 1. Структурно-металлогеническое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка / Авторы Роцектаев П. А., Миронов А. Г., Дорошкевич Г. И. и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000.
14. Калиткина Н. А. Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в пирите и арсенопирите // Вестник МГУ. Серия геологическая, 1971. № 5, с. 107-110.
15. Котов Н. В. Мусковит-хлоритовый палеотермометр // Доклады академии наук, 1975. Т. 222, №3, с. 700 – 704.

16. Кузьмичев А. Б., Ларионов А. Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика, 2013. Т. 54, №1, с. 45 – 57.
17. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000. 2004. 192 с.
18. Миронов А. Г., Бахтина О. Т., Жмодик С. М., Куликов А. А., Очиров Ю. Ч., Куликова О. А. Новый тип золотого оруденения в стратиформных пирротиновых рудах Восточного Саяна // Доклады академии наук, 1999, т. 365, №6, с. 798 – 801.
19. Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т.41, № 1. – С.54-69.
20. Молошаг В. П. Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала // Литосфера. 2009, №2, с. 28 – 40.
21. Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика, 2010. Т. 51, № 5, с. 729–747.
22. Посохов В. Ф., Миронов А. Г., Утина Е. Д. Исследование рубидий-стронциевым методом Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Ежегодник-94. Вып. 1. Улан-Удэ. ГИН СО РАН. 1994, с. 11–13.
23. Федотова А. А., Хаин Е. В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002, 176 с.
24. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
25. Barrie C. T., Hannington M. D. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition // Reviews in Economic Geology, 1999. Vol. 8, p. 1-11.
26. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. in Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications, B. De Vivo and M. L. Frezzotti, eds., pub. By Virginia Tech, Blacksburg, VA. 1994, p. 117 – 130.
27. Duan Zh., Sun R., Liu R., Zhu Ch. Accurate thermodynamic model for the calculation of H₂S solubility in pure water and brines // Energy & Fuels, 2007. Vol. 21, p. 2056 – 2065.
28. Gale A., Dalton C. A., Langmuir Ch. H., Su Y., Schilling J.-G. The mean composition of ocean ridge basalts // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. Vol. 14, p. 489 – 518.
29. Galley A. G., Hannington M. D., Jonasson I. R. Volcanogenic massive sulphide deposits, 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. 141-161.
30. *Hall A. J.* Pyrite-pyrrhotine redox reactions in nature // *Mineralogical Magazine*, 1986. Vol. 50, p. 223 – 229.
 31. *Hoisch T. D.* A muscovite-biotite geothermometer // *Amer. Mineral.*, 1989. Vol.74, №5-6, p. 565 – 572
 32. *Holdaway M. J., Lee S. M.* Fe-Mg cordierite stability in highgrade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. Vol. 63, p. 175 – 198.
 33. *Huston D. L.* The hydrothermal environment // *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 1998. Vol. 17, №4, p. 15 – 30.
 34. *Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. Vol. 199, №3–4, 311–325.
 35. *Kretschmar U., Scott S. D.* Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // *Canadian Mineralogist*, 1976. Vol. 14, p. 364 – 386.
 36. *Krogh E. J.* The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. Vol. 99, p. 44 – 48.
 37. [*Kuzmichev A.B. Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt // In: A. Kroner \(ed.\) Composition and evolution of Central Asian Orogenic Belt: Geology, Evolution, Tectonics, and Models. Borntraeger Science Publishers, Stuttgart, 2015. P. 66-92.*](#)
 38. *Metcalf R. V., Shervais J. W.* Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? In Wright J. E. and Shervais J. W., eds., *Ophiolites, Arca and Batholiths: A tribute to Cliff Hopson*. 2008. Geological Society of America Special Paper 438, p. 191 – 222.
 39. *Ohmoto H.* Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective // *Ore Geol. Reviews*, 1996. Vol. 10, p. 135 – 177.
 40. *Patten C. J. C., Pitcairn I. K., Teagle D. A. H., Harris M.* Mobility of Au and related elements during the hydrothermal alteration of the oceanic crust: implications for the sources of metals in VMS deposits // *Mineralium Deposita*, 2016. Vol. 51, p. 179 – 200.

41. *Pearce J. A., Stern, R. J.* The Origin of Back-arc Basin Magmas: Trace Element and Isotopic Perspectives., In *Christie D.M., Fisher, C.R., Lee, S.-M., and Givens, S.* (eds.) Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. 2006. AGU monograph 166, Washington DC, p. 63-86.
42. *Pitcairn I. K.* Background concentrations of gold in different rock types // *Applied Earth Science*. 2011. Vol.120, p. 31–38.
43. *Seal R. R.* Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2006, Vol.61, p. 633 – 677.
44. *Seward T. M., Williams-Jones A., Migdisov A.* The Chemistry of Metal Transport and Deposition by Ore-Forming Hydrothermal Fluids // In book: *Treatise on Geochemistry*, Chapter: Volume 13: Geochemistry of Mineral Deposits, Publisher: Elsevier Ltd., Editors: *Heinrich Holland and Karl Turekian*, 2014. pp.29 - 57.
45. *Sharman E. R., Taylor B. E., Minarik W. G., Dube B., Wing B. A.* Sulfur isotope and trace element data from ore sulfides in the Noranda district (Abitibi, Canada): implications for volcanogenic massive sulfide deposit genesis // *Mineralium Deposita*, 2015. Vol. 50, p. 591 – 606.
46. *Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R. J.* Synthetic fluid inclusions XX. Critical PTx properties of H₂O-FeCl₂ fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2015. Vol. 148, p. 50 – 61.
47. *Thompson A. B.* Mineral reactions in pelitic rocks, II: Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations // *Amer. Journ. Sci.*, 1976. Vol. 276, p. 425 – 454.
48. *Tomkins A. G.* Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis // *Geochimica et Cosmochimica acta*, 2010. Vol.74, p. 3246 – 3259.
49. *Webber A. P., Roberts S., Taylor R. N., Pitcairn I. K.* Golden plumes: substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction // *Geology*. 2013. Vol.41, p. 87–90.

Фондовая

50. *Скопинцев В. Г., Скопинцева Е. В., Ивлев А. С. и др.* Геологический отчет - ГДП-200 листов N-47-XXXV, XXXVI (Саянская площадь). Улан-Удэ. 2013 г.
51. *Осокин А. П., Куликов Ю. И., Сивяков В. В.* Отчет о результатах ревизионно-поисковых работ на золото в обрамлении Гарганской глыбы за 1995 – 2000 гг. (Республика Бурятия, Окинский район). Улан-Удэ, 2004 г.

Рис. 1. Геолого-тектоническая схема строения юго-восточной части Восточного Саяна (составлена авторами по материалам В.П. Арсентьева, В.Г. Беличенко, Л.С. Волкова, В.Ф. Волколакова, П.В. Дубина, В.И. Пелепягина, В.В. Левицкого, А.Л. Самбурга, Г.К. Такайшвили, Г. А. Гусаревича, А. Б. Кузьмичева). 1,2 – *формации континентальных моласс*: 1 – угленосная (нарингольская свита, гусиноозерская серия, Mz) (Тункинская впадина), 2 – пестроцветная (сагансайрская свита, Pz₂); 3-5 – *Тувинно-Монгольский микроконтинент*: 3 – кристаллический фундамент (гранитогайсы, амфиболиты); 4 – вулканогенная формация (илейская толща, сархойская свита); 5 – карбонатная формация (боксонская серия, монгошинская и иркутская свиты); 6-8 – *офиолитовый комплекс*: 6 – ультрабазиты, 7 – базиты, 8 – вулканогенно-осадочные и черносланцевые отложения (дибинская, оспинская свиты, ильчирская толща); 9 – палеозойские интрузии; 10 – протерозойские интрузии; 11 – образования Окинской аккреционной призмы (окинская серия, билинская свита); 12 – цоколь Сибирской платформы; 13 – разломы; 14 – границы террейнов. Штрих-пунктиром показаны контуры Ольгинской золоторудной зоны, звездочкой – положение рудопроявления Ольгинское.

Рис. 2. Схема геологического строения Ольгинского рудопроявления (Миронов, Жмодик, 1999). 1 – четвертичные отложения; 2 – известняки; 3 – кварц-хлорит-амфиболовые сланцы; 4 – кварц-гранат-биотитовые сланцы; 5 – гранат-карбонат-слюдистые сланцы; 6 – гранат-амфибол-биотитовые сланцы; 6 – плагиограниты; 7 – диориты; 8 – ультрабазиты; 9 – сульфидные тела

Рис. 3. Фрагмент разреза сланцевой толщи, вмещающей сульфидное тело. 1 – гранат-биотит-серицит-кремнистые сланцы; 2 – амфиболиты; 3 – гранат-биотит-амфибол-кремнистые сланцы с прослоями кварцитов; 4 – зона дробления; 5 – полосчатые гранат-биотит-амфибол-кремнистые сланцы с прослоями амфиболитов; 6 – сульфидные руды (углеродистые биотит-гранат-тремолит-кремнистые сланцы с пирротинном) (составлен по материалам А. Г. Миронова)

Рис. 4. Фотографии образцов: а – сливная мелкозернистая пирротиновая руда с многочисленными «овоидами» темного кварца и углеродистых кремней (кремнистых сланцев); на краях образца проявлена брекчиевидная текстура; б – образец жильного кварца

Рис. 5. Фотографии шлифов сульфидизированных сланцев. Слева в одном никеле, справа – с анализатором. Основная масса породы сложена мелкозернистым агрегатом кварца, биотита, с примесью амфиболов и др. минералов. Gr – гранат, Po – пирротин.

Рис. 6. Флюидальная текстура сульфидной руды

Рис. 7. Метакристаллы пирита (А) и арсенопирита (Б) в агрегате пирротина

Рис. 8. Распределение элементов-примесей (а) и РЗЭ в сульфидных рудах(б) и вмещающих сланцах (в). 1 – поле составов сульфидных руд; 2 - график распределения базальтов OIB; 3 – график распределения базальтов E-MORB; 4 – график распределения базальтов N-MORB; 5 – графики распределения РЗЭ в сульфидных рудах; 6 – графики распределения РЗЭ во вмещающих сланцах.

Рис. 9. Диаграмма Th/Yb-Nb/Yb с точками составов сульфидных руд (1) и вмещающих амфиболовых сланцев (2). Линии – графики составов базальтов N-MORB, E-MORB, OIB.

Рис. 10. Гистограмма распределения пробности самородного золота из сульфидных руд (построена по данным анализа 25 золотин)

Рис. 11. Морфология ФВ из кварца. а-с – трехфазовые флюидные включения в кварце; d – зерно кварца с сингенетичными существенно-водным (e) и существенно-газовым (f) включениями из одной зоны роста (точечный пунктир); g-h – зерна кварца, содержащие группы существенно-водных и существенно-газовых включений (стрелками показаны температуры гомогенизации ФВ); i – группа флюидных включений, стрелкой показано направление от центра зерна кварца к периферической части; j – зерно карбоната (сидерита) с флюидными включениями: существенно-водные (k) и существенно-газовые (L). Сокращения: L – водный раствор, V – газовая фаза, S – твердая фаза. Длина масштабной линейки 10 мкм.

Рис. 12. Гистограмма распределения температур гомогенизации ФВ

Рис. 13. P-T проекции критических кривых для водно-хлоридных растворов [Steele-MacInnis et al., 2015]

Рис. 14. P-T проекция фазовой диаграммы NaCl-H₂O [Bodnar, Vityk, 1994]. Заштрихованный прямоугольник – примерная область захвата изученных ФВ. КТ – критическая точка воды; Фл – область существования гомогенного надкритического флюида; Г – газовая фаза, Ж – жидкая фаза, Тв – твердая фаза

Рис. 15. Схематическая модель пирротинизации пирита при метаморфизме, в зависимости от степени деформации [Tomkins, 2010]

Таблица 1. Химический состав пород и руд

№ пробы	d-10	d-14	d-18	d-18b	d-19	d-6	d-96	s-18
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55.60	36.30	33.00	33.10	34.20	40.60	36.70	41.30
TiO ₂	0.29	0.13	2.03	0.17	0.22	0.18	0.20	0.14
Al ₂ O ₃	5.60	2.90	11.80	3.10	4.10	3.80	3.20	3.00
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	19.13	36.13	28.73	41.65	40.70	37.06	38.88	33.11
MnO	1.56	0.85	0.44	0.89	2.63	2.26	0.95	0.99
MgO	1.86	4.65	5.01	2.95	2.34	2.61	2.97	5.03
CaO	2.55	5.39	5.09	5.28	2.22	2.82	5.03	6.56
Na ₂ O	0.28	0.51	0.49	0.48	0.23	0.22	0.41	0.57
K ₂ O	0.76	0.08	3.77	0.87	1.02	0.07	1.01	0.09
P ₂ O ₅	0.56	0.37	0.35	0.38	0.41	0.44	0.38	0.38
ппп	11.18	12.28	9.26	11.26	11.46	9.68	10.06	8.68
Сумма	99.37	99.57	99.97	100.13	99.53	99.74	99.79	99.85
S	10.49	14.94	12.17	17.80	16.66	15.39	15.81	13.16
Ba	267.0	15.0	666.0	185.0	184.0	24.0	195.0	21.0
Rb	25.0	3.2	165.0	22.0	29.0	6.2	27.0	5.2
Sr	118.0	95.0	243.0	144.0	69.0	68.0	157.0	112.0
Ga	8.1	6.1	20.2	8.0	7.2	4.6	6.8	4.6
Nb	5.8	2.7	46.0	3.4	5.8	5.0	1.8	2.3
Hf	4.9	11.7	8.6		8.7	4.6	5.9	5.8
Zr	68.0	61.0	141.0	55.0	70.0	55.0	58.0	54.0
Y	55.9	62.4	62.5	44.4	65.2	69.6	49.0	60.3
Th	8.7	2.3	2.9	4.5	2.9	5.7	1.5	6.4
U		4.9		4.2	2.4	4.0	4.4	4.1
Cr	205.0	80.0	290.0	126.0	173.0	300.0	126.0	112.0
Ni	215.0	240.0	232.0	384.0	313.0	330.0	252.0	256.0
Co	45.0	54.0		94.0	77.0	89.0	58.0	65.0
Sc	6.4	6.0	32.0	7.0	4.0	3.1	1.7	9.0
V	275.0	115.0	287.0	140.0	190.0	210.0	152.0	131.0
Cu	650.0	460.0	580.0	390.0	570.0	660.0	910.0	540.0
Pb	37.4	11.6	22.6	47.4	15.5	35.8	63.0	9.7
Zn	325.0	190.0	674.0	199.0	112.0	239.0	493.0	203.0
Mo	10.0	10.0	2.3	7.9	9.0		7.0	9.4
Ag		2.5	3.5	4.0	3.0	12.0	4.0	
As	2.4	6.0	1.6	33.0	5.0		6.3	5.1
Se	8.6	10.0	6.2	9.0	10.1		7.2	8.1
La	34.50	39.10	39.00	41.20	43.00	46.40	-	37.90
Ce	58.20	61.70	70.00	78.50	78.50	76.50	-	69.20
Pr	8.45	8.50	8.50	9.21	9.60	8.51	-	9.80
Nd	33.40	35.30	40.20	38.70	45.00	39.40	-	38.10
Sm	8.46	8.47	10.50	9.61	10.90	10.10	-	9.75
Eu	1.49	2.12	2.27	2.53	2.49	2.31	-	2.33
Gd	8.32	8.88	10.50	8.56	10.60	10.50	-	9.66
Tb	1.42	1.35	1.54	1.28	1.56	1.72	-	1.61
Dy	8.27	9.38	9.54	7.27	9.66	10.90	-	9.34

Ho	1.97	2.23	2.22	1.61	2.32	2.47	-	2.21
Er	5.50	6.40	6.33	4.67	6.50	7.25	-	6.37
Tm	0.86	0.94	0.89	0.66	0.99	1.03	-	0.94
Yb	5.35	5.36	5.23	3.91	5.61	5.96	-	5.15
Lu	0.84	0.85	0.84	0.64	0.89	0.94	-	0.83

Примечания: 1 – 11 – сульфидные руды (сульфидизированные углеродисто-гранат-биотит-кремнистые сланцы); 12 –гранат-тремолит(актинолит)-кремнистый сланец; 13 – серицит-альбит-актинолитовый сланец; 14 –тремолитит с мелкими линзами хризотила; 15 – хлорит-гранат-биотит-кремнистый сланец.

Петрогенные окислы и S – мас.%, остальные – г/т; прочерк – элемент не определялся, пустая графа – ниже предела обнаружения. В пробах 1 – 11 – указано содержание общего железа. Содержания петрогенных элементов и S определялись с помощью силикатного анализа, РЗЭ – методом ICP-AES, Ag – атомно-абсорбционным, остальные элементы примеси – рентгено-флюоресцентным анализами.

№ пробы	d-10b	d-5	d-7	d-2	d-3	d-4	d-4b
----------------	--------------	------------	------------	------------	------------	------------	-------------

№ п/п	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	54.30	52.30	44.40	64.60	44.70	45.50	76.70
TiO ₂	0.22	0.17	0.19	0.26	3.00	2.09	0.34
Al ₂ O ₃	4.60	3.60	4.10	4.40	14.60	9.30	6.10
Fe ₂ O ₃	-	-	-	6.14	2.19	3.41	1.85
FeO	24.71	28.15	34.79	7.38	11.27	9.39	6.70
MnO	1.16	1.38	2.29	5.06	0.29	0.29	0.35
MgO	2.51	2.37	2.14	4.82	7.04	14.90	1.94
CaO	3.03	1.74	2.25	4.12	11.92	11.60	1.51
Na ₂ O	0.27	0.26	0.18	0.08	0.78	0.77	0.87
K ₂ O	0.61	0.39	0.29	0.01	0.14	0.14	0.35
P ₂ O ₅	0.55	0.44	0.39	0.14	0.36	0.28	0.85
ппп	7.18	8.38	8.14	3.14	2.73	2.46	2.04
Сумма	99.14	99.18	99.16	100.15	99.02	100.13	99.60
S	10.99	11.65	14.36	0.23	0.32	0.44	0.23
Ba	158.0	192.0	133.0	23.0	151.0	15.0	120.0
Rb	22.0	17.0	12.0	2.3	6.4	3.4	9.0
Sr	125.0	52.0	65.0	18.0	362.0	182.0	174.0
Ga	9.7	6.0	5.6	6.6	19.1	14.0	10.0
Nb	4.0	3.6	3.2	3.4	64.0	36.0	6.3
Hf	10.0	7.4	9.3	5.2	10.0	4.0	6.8
Zr	51.0	53.0	45.0	69.0	222.0	128.0	66.0
Y	35.0	70.0	47.0	92.2	30.0	20.1	40.0
Th	4.5		5.3		9.5	5.2	7.8
U	3.0	3.1					3.0
Cr	167.0	438.0	142.0	180.0	105.0	1103.0	239.0
Ni	210.0	240.0	303.0	11.0	102.0	361.0	33.0
Co	50.0	39.0	46.0	5.0	57.0	61.0	8.0
Sc	4.5	4.6	7.0	7.6	18.3	28.4	8.4
V	165.0	265.0	185.0	212.0	285.0	210.0	100.0
Cu	890.0	700.0	430.0	94.0	40.0	40.0	540.0
Pb	35.7	16.4	31.9		6.4		42.2
Zn	328.0	224.0	95.0	101.0	117.0	90.0	149.0
Mo	11.0	5.8	13.0	4.8		1.7	
Ag	3.2	3.0	9.9				
As		1.3		2.3	3.0	3.3	
Se	4.2	10.0		3.3		2.1	
La	-	-	-	4.90	44.20	26.60	-
Ce	-	-	-	8.79	89.20	56.00	-
Pr	-	-	-		9.21	5.90	-
Nd	-	-	-	6.40	37.40	24.10	-
Sm	-	-	-	2.24	8.82	6.22	-
Eu	-	-	-	1.29	2.54	1.86	-
Gd	-	-	-	7.65	7.02	4.98	-
Tb	-	-	-	1.60	1.00		-
Dy	-	-	-	11.70	5.35	3.72	-
Ho	-	-	-	2.94	0.98	0.63	-
Er	-	-	-	9.57	2.63	1.66	-

Tm	-	-	-	1.34	0.35		-
Yb	-	-	-	8.26	2.03	1.35	-
Lu	-	-	-	1.26	0.33	0.23	-

Таблица 2. Изотопные составы серы в минералах сульфидных руд

№ проб	Проявления сульфидных руд	Тип руд, минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Д-5-96	Зона Ольгинская	Массивные и вкрапленные пирротиновые руды в сланцах, пирит, пирротин	5
7071			1.2
С-125-95			4.4
3060	Зона Нижняя	Массивные сульфидные руды, пирит, пирротин	2.8
3062			3.3
Н-75		Карбонатно-глинистые сланцы, пирит	-21.5
3-58	Ильчирский участок (оспинская свита (ильчирская толща?))	Черные сланцы с вкрапленной пиритовой минерализацией	-17
348-1			-18.9
339			-13.6
9			-14.8
И-8		Колчеданные руды в черных сланцах: пирротин	0.5
		пирит	1.1
		пирит	3.8
Эр-131	Уч. Эрье-Хара-Жалга	Колчеданные руды в черных сланцах, пирротин	-9.1
		пирит	-8.4
Бг-498	Уч. Барун-Гольский	пирит	-20.9

Таблица 3. Изотопные составы кислорода в кварце

№ п/п	№ обр.	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$ флюида для T=500°C, ‰
1	Д-16-96	+14.8	+12.2
2	Д-26-96	+19.9	+17.3

Таблица 4. Результаты пробирного анализа бороздовых и штупных проб проявления Ольгинское

№ п/п	Номер пробы	Кол-во навесок по 50 г	Расчетное содержание Au, г/т	Мощность интервала, м	Содержание Au по химико-спектр. анализу, г/т	Описание пробы
1	Д-1-96	4	0.35	1.3		Биотит-гранат-амфибол-кварцевые сланцы
2	Д-2-96	4	0	1.0	0.04	Амфибол-гранатовый сланец
3	Д-3-96	4	0.2	1.0	0.01	Плагиоклаз-биотит-амфиболовые сланцы с пирротинном
4	Д-4-96	12	0.67	1.0	0.0025	Амфиболовый сланец с пирротинном
5	Д-5-96	12	2.0	1.5	0.015	Пирротиновая руда с прослоями углеродисто-кварцевого материала
6	Д-6-96	12	1.13	1.0	0.004	Кварц-пирротиновые руды с халькопиритом (30-45%)
7	Д-7-96	12	2.11	1.0	0.015	Углеродистые пирротиновые руды (40-60%) с халькопиритом (1-2%) и арсенопиритом
8	Д-8-96	6	0.2	1.0		Пирротиновые руды (40-60%) с редким халькопиритом и прослоями углеродисто-кварцевого материала
9	Д-9-96	4	1.0	1.0		Пирротиновые руды (40-60%) с редким халькопиритом и прослоями углеродисто-кварцевого материала
10	Д-10-96	4	0.45	1.0	0.03	- « -
11	Д-16-96	10	1.25	0.5	0.0045	Кварц крупнокристаллический желтоватый прозрачный с гнездами (3-5 см), прожилками и включениями пирротина

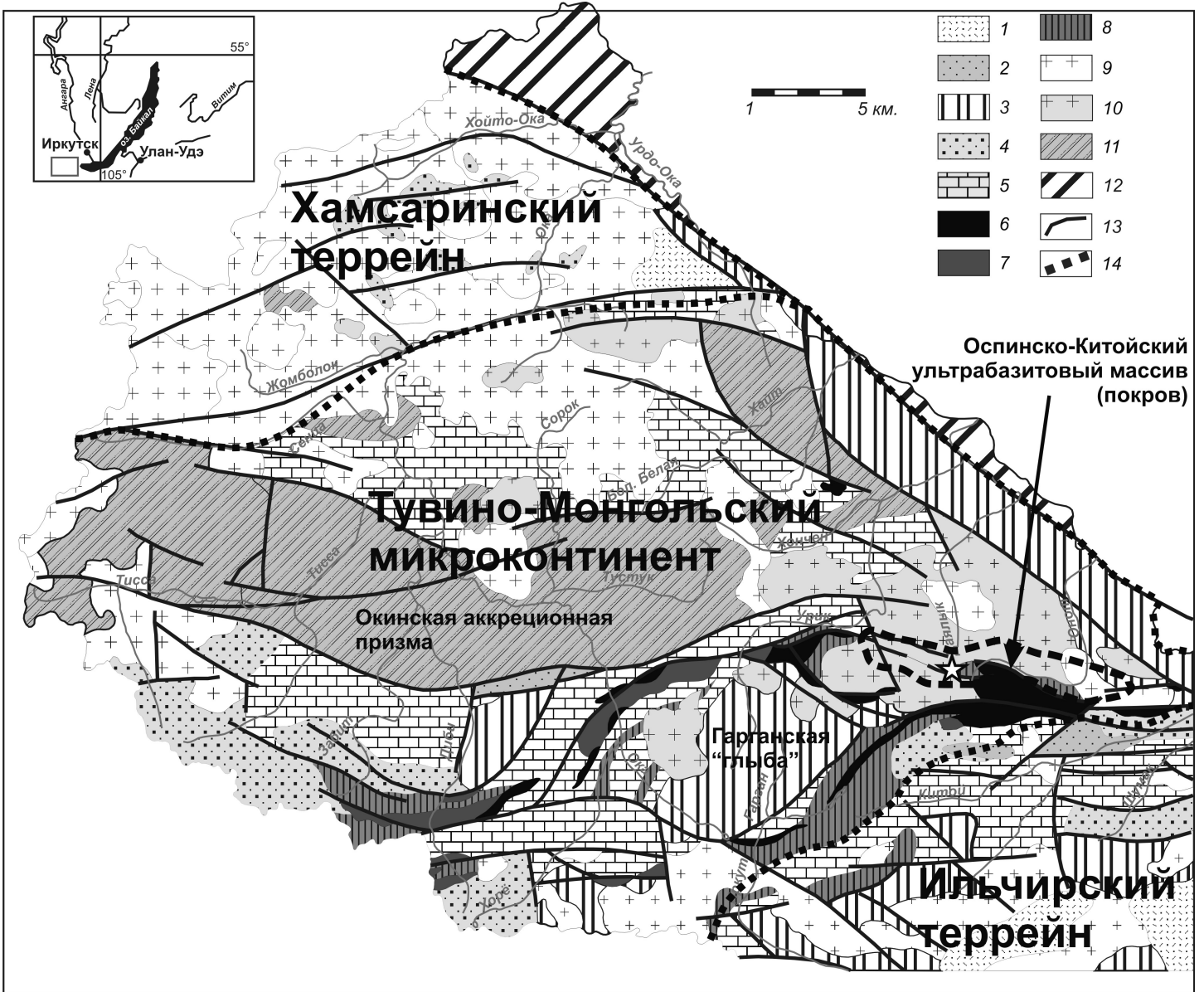
Таблица 4, продолжение

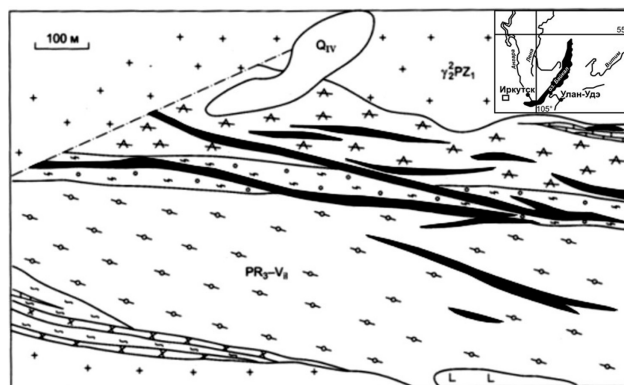
№ п/п	Номер пробы	Кол-во навесок по 50 г	Расчетное содержание Au, г/т	Мощность интервала, м	Содержание Au по химико-спектр. анализу, г/т	Описание пробы
12	Д-18-96	12	2.15	0.2	0.06	Тонкозернистые пирит-пирротиновые руды с редкими кристаллами арсенопирита
13	Д-19-96	12	0.1	0.2	0.012	- « -
14	С-26-96	4	4.4			Субмикроструктурная пирротиновая руда с полосами среднезернистого пирротина

Примечание: пробирный анализ выполнен в ГП РАЦ (г. Улан-Удэ), химико-спектральный анализ – в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Пустая графа – ниже предела обнаружения (менее 0.002 г/т)

Таблица 5. Сводная таблица результатов термобарогеохимических исследований первичных ФВ.

Фазовый состав ФВ	$T_{\text{эвт.}}$	$T_{\text{пл. тв. фаз}}$	$T_{\text{гом.}}$	$T_{\text{декр.}}$	Соленость, мас.%, экв. NaCl	Солевые системы
	°C					
Г-Ж-Тв	-35...-38	+11... +225	+348...+536	+225...+528	26.4...33.0	FeCl ₂ - H ₂ O FeCl ₃ - H ₂ O MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O NaCl- FeCl ₂ -H ₂ O





- | | | | | | | | | | |
|----------|---|--|---|--|---|--|---|--|----|
| Q_{IV} | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 |
| | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 |

