

ЗОЛОТАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ ВЕРНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Николаева А.Н.

Научный руководитель профессор Мазуров А.К.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Вернинское месторождение углеродистых толщ, расположенное в Бодайбинском рудном районе, было открыто в 1974 году. Месторождение сложено породами нижней и средней подсвит Аунакитской свиты позднего рифея, образующих опрокинутую на юг Вернинскую антиклиналь субширотного простирания. Нижняя подсвита Аунакитской свиты (R3au3) является основной рудовмещающей толщей мощностью от 160 до 240 м. Зона минерализации, ограниченная контуром прожилкового оруденения с низким содержанием золота, составляет 1 500 м по простиранию и 1 100 м вкрест простирания. Глубина минерализации варьируется от приповерхностного уровня до уровня, который может превышать 700 м.

Исходные осадочные породы на месторождении подверглись процессам регионального метаморфизма и околорудного метасоматоза, в результате чего образовались минеральные комплексы [1–4], представленные двумя тыловыми зонами, характеризующими структуру рудовмещающего метасоматического ореола. Минеральный состав тыловой зоны отвечает составу березита, смежной – березитоида (березита с альбитом) [3–4].

В ходе исследования выявлено, что оруденение на месторождении представлено двумя текстурными морфологическими типами: вкрапленный и прожилково-вкрапленный, при этом значительная часть золоторудной минерализации приурочена ко второму типу.

Прожилково-вкрапленные руды (рис. 1.) являются доминирующим типом на месторождении. Прожилки сложены кварцем SiO_2 и анкеритом $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$, а мощность их варьирует в пределах 0,5–3 см. Карбонат часто образует в кварцевых прожилках гнездовые скопления размером до 1 см. Сульфиды представлены арсенопиритом, пиритом, сфалеритом и реже халькопиритом с галенитом. Доминирующий сульфид в данном типе руд – арсенопирит, представлен крупнозернистыми агрегатами неправильной формы со средними размерами 5*10 мм (рис.1. а, б). Пирит обычно представлен изометричными и слабоизометричными зернами размерами от 0,1 мкм до 1 мм, практически всегда находящимися в ассоциации с арсенопиритом (рис. 1 а). Сфалерит и галенит диагностированы в достаточно малом количестве, представлены каплевидными и прожилковидными включениями в зернах пирита и арсенопирита, подверженных процессу катаклаза. Халькопирит выявлен спорадически в виде неправильных образований, заполняющих пустоты арсенопирита. В виде второстепенных минералов

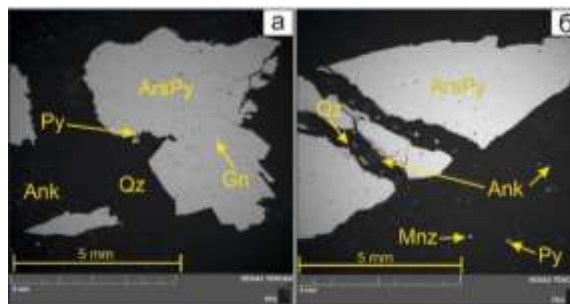


Рис. 1. Изображения прожилково-вкрапленных руд со сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах (увеличенные фрагменты).
Qz – кварц, Py – пирит, Ank – анкерит, ArsPy – арсенопирит, Gn – галенит, Mnz – монацит

В прожилково-вкрапленных рудах отмечаются включения рутила TiO_2 , циркона ZrSiO_4 , лейкоксена $\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{O}_9$, а также минералов группы редкоземельных элементов: монацита (Nd, Ce, La) $(\text{P}, \text{Si}) \text{O}_4$ и рабдофана (Ce) $(\text{Ce}, \text{La}) \text{PO}_4(\text{H}_2\text{O})$.

Во вкрапленных рудах отмечается преобладание нерудного материала, обычно занимающего до 55...75 % объема руды, над рудным (рис. 2 а). Распределение минералов в руде неравномерное. В составе рудной минерализации преобладают пирит и арсенопирит, суммарно составляющие до 15...23 %, при этом обычно пирит доминирует (рис. 2 б). Сфалерит и галенит диагностируются в рудах в очень малом количестве и обычно заполняют пустоты в трещинах пирита и арсенопирита. Пирит характеризуется кристаллически-зернистой и тонкозернистой

генерациями, при этом вторая достаточно распространена во вкрапленных рудах. Арсенопирит является второстепенным сульфидом в данном типе руд и отмечается в виде метакристаллов короткопризматической формы размером до 1,5 мм. Сфалерит и галенит во вкрапленных рудах обычно спародически заполняют пустоты и трещины, как в рудных (пирит), так и в нерудных (кварц и анкерит) минералах. Второстепенные минералы во вкрапленных рудах представлены рутилом, лейкоксеном, цирконом и минералами группы редкоземельных элементов (монацит и рабдофан).

В ходе исследования было установлено, что золото в рудах находится в виде самородного, при этом около 75...80 % диагностируемого благородного металла приурочено к прожилково-вкрапленному типу, что золото связано с сульфидами, преимущественно в ассоциации с арсенопиритом, пиритом и сфалеритом. Выделения в арсенопирите, достаточно уплощенные и анизометричные за счет ограничения стенками самих трещин. Соотношение длины и мощности данных выделений колеблется от 1:3 до 1:25, при этом средняя мощность составляет 2 мкм. Контуры краев данных выделений обычно округлые либо извилистые, за счет неровностей стенок самих трещин. Также часто отмечается лишь частичное заполнение золотом трещин (рис. 3 а, б), оставляющее в них пустоты и образующее тупые, неровные и неправильные грани. Диагностированные удлиненные агрегаты золота проволочковидных форм, предположительно, имеют метасоматическое происхождение [5]. Отличительной их характеристикой является ребристо-ямчатый рельеф поверхности.

Плохообразованные амебообразные и каплевидные кристаллы диагностируются в рудах достаточно часто, при этом мелкие вкрапленности отмечаются в сульфидах. Размеры их обычно не превышают 1...55 мкм. В шлифах данные формы золота диагностируются в виде одиночных каплевидных и амебообразных (рис. 3 в, г) выделений, подчиненных трещинам или интерстициям в сульфидах. Для данных форм выделения золота характерна ассоциация со сфалеритом, арсенопиритом и пиритом.

По полученным данным, золото на месторождении является высокопробным $Au_{935...963}$. В процессе изучения химического состава благородного металла иногда отмечалась примесь серебра. По результатам сканирующей электронной микроскопии среднее значение примеси Ag в золоте колеблется в пределах 2,5-6,35 %.

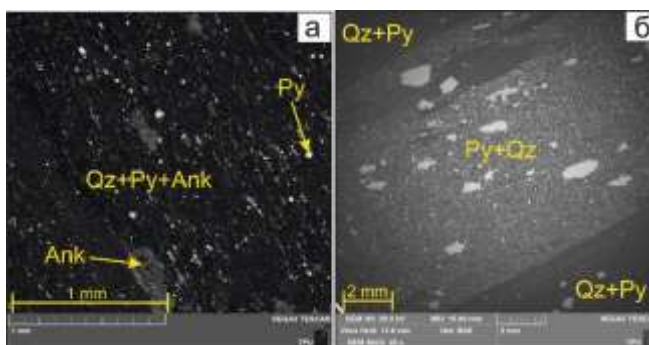


Рис. 2. Изображения вкрапленных руд со сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах. Qz – кварц, Py – пирит, Ank – анкерит

Выявлено,

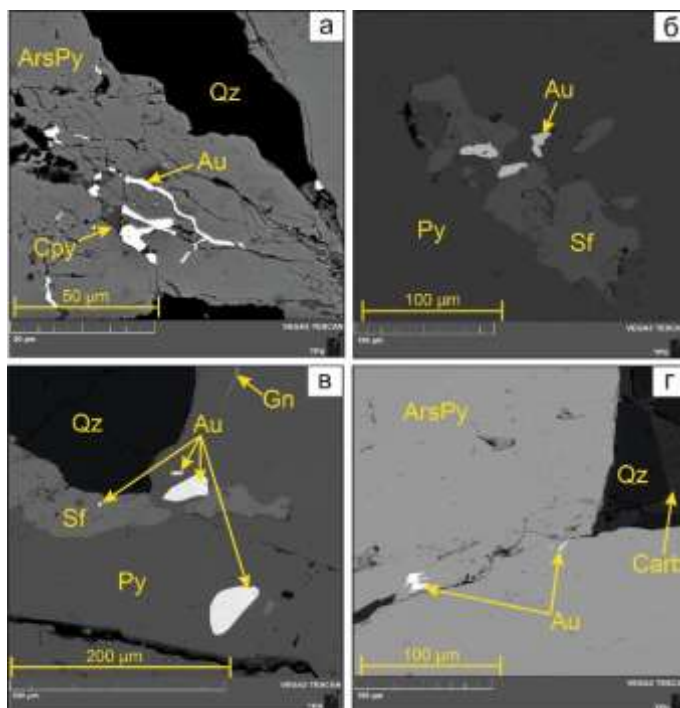


Рис. 3. Изображения со сканирующего электронного микроскопа, демонстрирующие разнообразные формы выделения золота. Au – золото, Py – пирит, Qz – кварц, ArsPy – арсенопирит, Sf – сфалерит, Gn – галенит, Ank – анкерит

Литература

1. Кучеренко И. В. и др. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 1. Обзор петролого-геохимических исследований рудовмещающего субстрата // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2011. – Т. 319. – №. 1.
2. Кучеренко И. В. и др. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 2. // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2011. – Т. 320. – № 1. – С. 28-37.

3. Кучеренко И. В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах //Разведка и охрана недр. – 1986. – №. 12. – С. 24-28.
4. Кучеренко И. В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в окорудном пространстве гидротермальных месторождений золота //Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2005. – Т. 308. – №. 2. – С. 23-30.
5. Петровская Н. В. Самородное золото:(общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – Наука, 1973.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТЕПЕНИ АВТОХТОННОСТИ ФОРМЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ БАЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ОСНОВЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Новгородцева К.В., Калинина Н.А.

Научный руководитель доцент Рудмин М.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Ооидовые железняки – это отличительные осадочные отложения, содержащие более 5 % ооидов и/или более 15 % валового железа [9, 10]. Они сложены терригенными и аутигенными компонентами, сцементированными карбонатными, глинистыми или оксидными минералами. Основные аутигенные компоненты представлены форменными элементами: ооидами, пелоидами, микроонкоидами, бортриоидами, пизоидами, интракластами и кортоидами. Формирование железистых ооидов до сих пор остается дискуссионным. Существуют различные теории, описывающие как абиогенные [2, 4, 5, 6], так и биогенные механизмы их образования [1, 7]. Определение условий накопления ооидов и степени их автохтонности (ненарушенности) является важной особенностью для генезиса ооидовых железняков месторождений. При осаждении в условиях морского дна форменные элементы могут перемещаться волновой деятельностью или придонными потоками в пределах шельфовой зоны. Важно учитывать различные морфологические черты форменных элементов для восстановления условий осадкообразования в детальном масштабе. Целью работы является изучение степени ненарушенности форменных элементов ооидовых железняков Бачарского месторождения с использованием разнопланового морфометрического анализа пород.

Бачарское месторождение – наиболее известный железорудный объект на территории Томской области, который можно отнести к категории уникальных по уровню ресурсов металла [3]. Месторождение относится к Западно-Сибирскому железорудному бассейну. Железосодержащие осадочные толщи верхнемелового и палеогенового возраста в пределах бассейна прослежены в виде полосы шириной около 150 км и протяженностью около 2000 км. Железняки Бачарского месторождения состоят из форменных элементов (ооидов, пелоидов, микроонкоидов и пр.), детритовых обломков, связанных цементом различного минерального состава [8].

Для определения степени ненарушенности ооидовых железняков предлагается использовать показатели автохтонности и параавтохтонности – «структурные прокси», рассчитанные на основе морфометрического анализа. В данной работе морфометрические показатели структуры осадочных пород были проанализированы в 118 образцах. Основные показатели измерялись на петрографических снимках и изображениях сканирующего электронного микроскопа (СЭМ), накопленных при разрешении раstra не ниже 2048 пикселей.

Ооиды преобладают относительно всех остальных форменных элементов Бачарского месторождения. Конфигурации ооидов отличаются в различных слоях месторождения и используются для интерпретации степени автохтонности, параавтохтонности и аллохтонности аутигенных компонентов. Размер ооидов изменяется в средних пределах от 200 до 325 мкм при среднем значении 265 мкм. Морфологически ооиды характеризуются слабой эллиптической формой с вариациями среднего показателя удлинения от 1.2 до 1.7 (среднее 1.5). Толщина кортекса изменяется в пределах 21-154 мкм при среднем значении 66 мкм.

В целом, ооидовая фракция имеет ряд особенностей и неоднородностей. Предполагается, что высокая доля однородных ооидов по их размеру, толщине кортекса и степени удлинения (рис. А–С), а также соориентированность с обломочной фракцией и следы инъекционного вставания ооидов друг в друга свидетельствуют об их автохтонной природе. В некоторых слоях отмечается соразмерность ооидов и терригенной фракции при отсутствии обломков ооидов (рис. В), что также указывает на ненарушенность слоя. Вряде слоев отмечается отличие размеров терригенной фракции и ооидов (рис. С) при выдержанности основных параметров ооидов (размер, степень удлинения и толщина кортекса). Предполагается, что формирование этих ооидов происходило на или выше границы вода-осадок. Помимо этого, во многих слоях фиксируются следы инъекционного вставания ооидов друг в друга в виде выпукло-вогнутых контактов с минеральным (гетитовым) мезостазиом (рис. D). Инъекционные взаимодействия между ооидами указывают на растворение внешней части кортекса за счёт уплотнения и пластических деформаций. С другой стороны, иногда в отдельных слоях отмечаются морфологически разнородные ооиды, что можно интерпретировать, как неоднородность хемогенной структуры. Наличие разнородных ооидов по размеру или конфигурации (рис. Е), интракласты или обломки ооидов указывают на их привнос или переотложение. В некоторых интервалах разреза доля интракластов достигает до 50 % от ооидовой фракции (рис. F), что часто коррелирует с повышенной долей разнородных ооидов или их обломков. Это может указывать на перемыв отложений (скрытую поверхность размыва) за счёт влияния интенсивной волновой деятельности или слабого поднятия бассейна. В целом, отмечается постепенное увеличение доли интракластов от более древних слоев к более молодым, что связано с постепенной эволюцией бассейна и усилением доли переотложения хемогенного материала.

На основе морфометрического анализа пород, включающего оценку основных параметров ооидов относительно фракции форменных элементов и детритовой фракции, были выявлены скрытые периоды размыва и автохтонных максимумов. В разрезе Бачарского месторождения определено семь автохтонных максимумов,