

УДК 553.411.07

ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ ПИОНЕРСКОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, РОССИЯ)

© 2021 г. А. Д. Извекова^а, *, Б. Б. Дамдинов^а, **, Л. Б. Дамдинова^а, М. Л. Москвитина^а

^аГеологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой, ба, Улан-Удэ, 670047 Россия

*e-mail: boxjer@mail.ru

**e-mail: damdinov@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2020 г.

После доработки 16.06.2021 г.

Принята к публикации 21.06.2021 г.

Пионерское золото-кварцевое месторождение — первое открытое в юго-восточной части Восточно-Саяна коренное месторождение золота. Рудные тела Пионерского месторождения представляют собой малосульфидные пирит-кварцевые и карбонат-пирит-кварцевые прожилки и жилы, которые залегают в зонах дробления, милонитизации и рассланцевания. Из рудных минералов преобладает пирит, реже встречаются халькопирит, пирротин, галенит, теллуриды, самородное золото и единичные зерна блеклой руды. В кварцевых жилах, залегающих в телах лиственитов, кроме перечисленных, присутствуют минералы Ni и Co — кобальтин, аллоклазит, герсдорфит, пентландит. Из теллуридов диагностированы следующие минералы: алтаит, петцит, гессит, калаверит, мелонит, теллуровисмутит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, вольтскит, цумоит и тетрадимит. Самородное золото ассоциирует с теллуридами, встречаются единичные зерна низкопробного самородного золота в ассоциации с галенитом и сфалеритом. Выделения самородного золота присутствуют в рудах в виде мелких прожилков и зерен неправильной формы в кварце и в пирите, часто образуют сростания с теллуридными минералами. В рудах установлены три минеральные ассоциации: кварц-пиритовая, кварц-полисульфидная и золото-теллуридная. Исследования показали, что в ходе формирования этих ассоциаций снижалась фугитивность серы и повышалась фугитивность теллура. Изучение флюидных включений и минеральная термометрия позволили установить общий интервал температур минералообразования от 285 до 225°C, причем формирование золото-теллуридной ассоциации происходило в интервале температур 225–227°C. Изотопные составы серы в пирите и равновесном флюиде имеют значения, характерные для ювенильной серы. Исследования изотопного состава кислорода свидетельствуют об участии магматогенных флюидов в рудообразовании. Взаимодействие первичного флюида с вмещающими породами, содержащими повышенные концентрации золота и, возможно, теллура, привело к дополнительному обогащению этими элементами и формированию небольшого по запасам, но богатого золоторудного месторождения с широким спектром минералов теллуридной ассоциации.

Ключевые слова: Восточный Саян, Пионерское месторождение, фугитивность, золото, теллуриды золота, флюидные включения, изотопы серы и кислорода, орогенные месторождения

DOI: 10.31857/S0016777021060022

ВВЕДЕНИЕ

Золото-кварцевые месторождения относятся к типу орогенных, формирующихся в аккреционно-коллизонных обстановках сжатия или скольжения на границах литосферных плит (Горячев, 2014; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2014; Kouhestani et al., 2014; и др.). Такие месторождения преимущественно жильные, по глубине формирования они подразделяются на гипозональные (>12 км), мезозональные (6–12 км) и эпизональные (>6 км) (Groves, 1998). По времени формирования орогенные месторождения охватывают интервал в

более чем 3 млрд лет, от раннего докембрия до четвертичного периода (Goldfarb et al., 2001, 2014).

До настоящего времени вопрос о генезисе золото-кварцевых месторождений остается предметом дискуссий. В особенности это касается происхождения рудообразующих гидротермальных растворов, а также источников золота и сопутствующих элементов. Существует несколько моделей формирования таких месторождений, наиболее популярной из которых является модель метаморфической деволатилизации (Phillips, Powell, 2010). Альтернативной является магматогенно-

гидротермальная модель, предполагающая поступление флюида и металлов, отделившихся при кристаллизации интрузивов (Бортников, 2007; Mueller, 2015).

В пределах Восточного Саяна орогенные месторождения золота распространены в обрамлении Гарганской “глыбы” — выступа архейского фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента и пространственно ассоциируют с выходами пород офиолитовой ассоциации (Гордиенко и др., 2016; Дамдинов, 2019). Самое крупное в регионе — золото-сульфидно-кварцевое Зун-Холбинское месторождение. Известны в рассматриваемом регионе и золото-кварцевые месторождения. Они характеризуются относительно меньшими размерами, но также распространены в обрамлении Гарганской “глыбы”.

Особый интерес представляет Пионерское золоторудное месторождение, поскольку отличается от соседних объектов широким распространением минералов теллуридной ассоциации (Громова, 1960). По геолого-структурным признакам оно соответствует орогенным золото-кварцевым месторождениям. Теллуриды, в свою очередь, больше характерны для плутоногенно-гидротермальных золоторудных месторождений, генетически связанных с плутоническими или вулканическими магматическими породами (Baker, Lang, 2001; Hart, 2007; Hart et al., 2000). В некоторых случаях теллуриды присутствуют и в рудах орогенных месторождений золота, однако считается, что их появление обусловлено трансформацией руд под влиянием магматических процессов (Vi et al., 2011; Spence-Jones et al., 2018). В то же время, в рудном поле Пионерского месторождения (так же, как и в его обрамлении) субсинхронные с рудной минерализацией магматические породы отсутствуют, за исключением редких выходов даек основного состава, возраст которых неизвестен. Поэтому увязать появление теллуридов с магматизмом в данном случае затруднительно. Таким образом, основной целью исследований, результаты которых представлены в настоящей статье, является изучение минерального состава и физико-химических условий образования руд Пионерского золото-кварцевого месторождения для выявления генезиса золото-теллуридной минерализации.

Пионерское месторождение расположено в истоках р. Китой на правом берегу р. Самарта, в 3.5 км на юго-восток от пос. Самарта, в 8.5 от крупнейшего в регионе Зун-Холбинского золоторудного месторождения. Пионерское месторождение — это первое открытое в Восточном Саяне коренное месторождение золота. Оно было выявлено в 1954 г. геологом В.Ф. Рубцовым и старшим коллектором-практиком А.И. Дековым во время рекогносцировочного маршрута. Особенностью

месторождения является исключительно высокое содержание золота в жилах, достигавшее, по данным разведочных работ и последующей добычи, более чем 20 кг/т золота по некоторым точечным пробам. Основные запасы руд отработаны в 60-х годах XX в., однако из-за неправильной эксплуатации в то время, большой объем руд был потерян (Золото Бурятии..., 2000).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе полевых работ на месторождении проводились геологические наблюдения взаимоотношений кварцевых жил с вмещающими породами, сопровождавшиеся отбором образцов.

Содержания породообразующих и примесных элементов, золота и серебра в породах и рудах определялись методами химико-спектрального анализа в ЦКП Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований 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), а также методом РФА-СИ в ИГМ СО РАН (аналитик Ю.П. Колмогоров). Изотопный состав серы определялся в ИГМ СО РАН (аналитик В.Н. Реутский). Изотопный состав кислорода в кварце определен в ЦКП Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (аналитик В.Ф. Посохов). Кислород из кварца был выделен методом лазерного фторирования. Калибровка анализов осуществлялась по международным стандартам NBS-28 (кварц). Воспроизводимость анализов составляла ± 0.1 – 0.3% при 95% доверительном уровне. Изучение петрографических шлифов и аншлифов проводилось на поляризационных микроскопах Olympus BX51 и Полам Р-312. Химический состав рудных минералов исследовался в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой для рентгеноспектрального анализа Inca-Energy, (аналитики С.В. Канакин и Е.А. Хромова).

Флюидные включения (ФВ) в кварце и кальците 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 измерения температур от -196 до $+600^\circ\text{C}$. Стандартная аппаратурная погрешность измерений составляет ± 0.1 в отрицательной и $\pm 5^\circ\text{C}$ в положительной области температур. Общую соленость водных растворов во включениях в экв. NaCl находили по температуре плавления льда (Bodnar, Vityk, 1994). КР-спектроскопия флюидных включений проведена в РЦ “Геомо-

дель” СПБГУ (г. Санкт-Петербург) на Рамановском спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 (аналитик В.Н. Бочаров).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Восточный Саян представляет собой складчато-покровное горное сооружение, примыкающее к юго-западному краю Сибирской платформы. Регион расположен в восточной части Алтае-Саянской складчатой области, образующей северный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Сведения о геологическом строении и металлогении юго-восточной части Восточного Саяна широко освещены в литературе (Гордиенко и др., 2016; Дамдинов, 2019; Федотова, Хаин, 2002; Беличенко и др., 1988; Добрецов и др., 1989; Кузьмичев, 2004; Khain et al., 2002; Kuzmichev, 2015; и др.). Регион включает Ильчирскую, Гарганскую, Окинскую и Хамсаринскую структурно-формационные зоны, или террейны, выделяемые в качестве одноименных структурно-металлогенических зон (Дамдинов, 2019). С северо-востока эти крупные структуры отделены зоной глубинных разломов от Сибирской платформы. Вышеперечисленные крупные структурно-тектонические единицы формируют северную часть Тувино-Монгольского микроконтинента, в составе которого выделяется кристаллический фундамент, сложенный архейскими метаморфическими породами, фрагменты которого присутствуют в виде отдельных блоков, ранее называемых глыбами (Гарганская, Бутугольская и др.). Породы фундамента представлены в основном гнейсами, гнейсо-гранитами и гнейсогранодиоритами, в меньшем объеме – мигматитами и амфиболитами. Их возраст оценивается в 2.9 млрд лет (Анисимова и др., 2009). Неопротерозойский чехол состоит из карбонатно-терригенных и вулканогенных отложений, а также комплексов окраины микроконтинента – островодужных вулканитов сархойской серии и отложений Окинской аккреционной призмы (Kuzmichev, 2015). В северо-западной части рассматриваемой территории расположен Хамсаринский терреин, предположительно представляющий собой активную континентальную окраину и, большей частью, находящийся на территории Республики Тыва. В южной части региона расположен Ильчирский терреин, считающийся пассивной окраиной Джидинского палеоокеанического бассейна. Среди интрузивных образований в юго-восточной части Восточного Саяна выделяются протерозойские саянский и сумсунурский гранитоидные интрузивные комплексы. Относительно большим распространением пользуются палеозойские интрузии, относящиеся к хойто-окинскому (габброидный), хужиртай-горхон-

скому (габбро-сиенитовый), таннуольскому (тоналит-гранодиоритовый), урикскому и сархойскому (гранитные), огнитскому и ботогольскому (щелочные) комплексам. Часто встречающиеся малые интрузии (дайки, силы) относятся к окинскому, холбинскому, барунхолбинскому, илейскому субвулканическим комплексам, однако в большинстве случаев сведения об изотопном возрасте даек отсутствуют.

Большинство промышленных золоторудных месторождений расположено в Урик-Китойской золоторудной зоне (Мионов, Жмодик, 1999). Здесь же, в краевой части выступа архейского фундамента (Гарганской “глыбы”), расположено и изученное нами Пионерское золото-кварцевое месторождение.

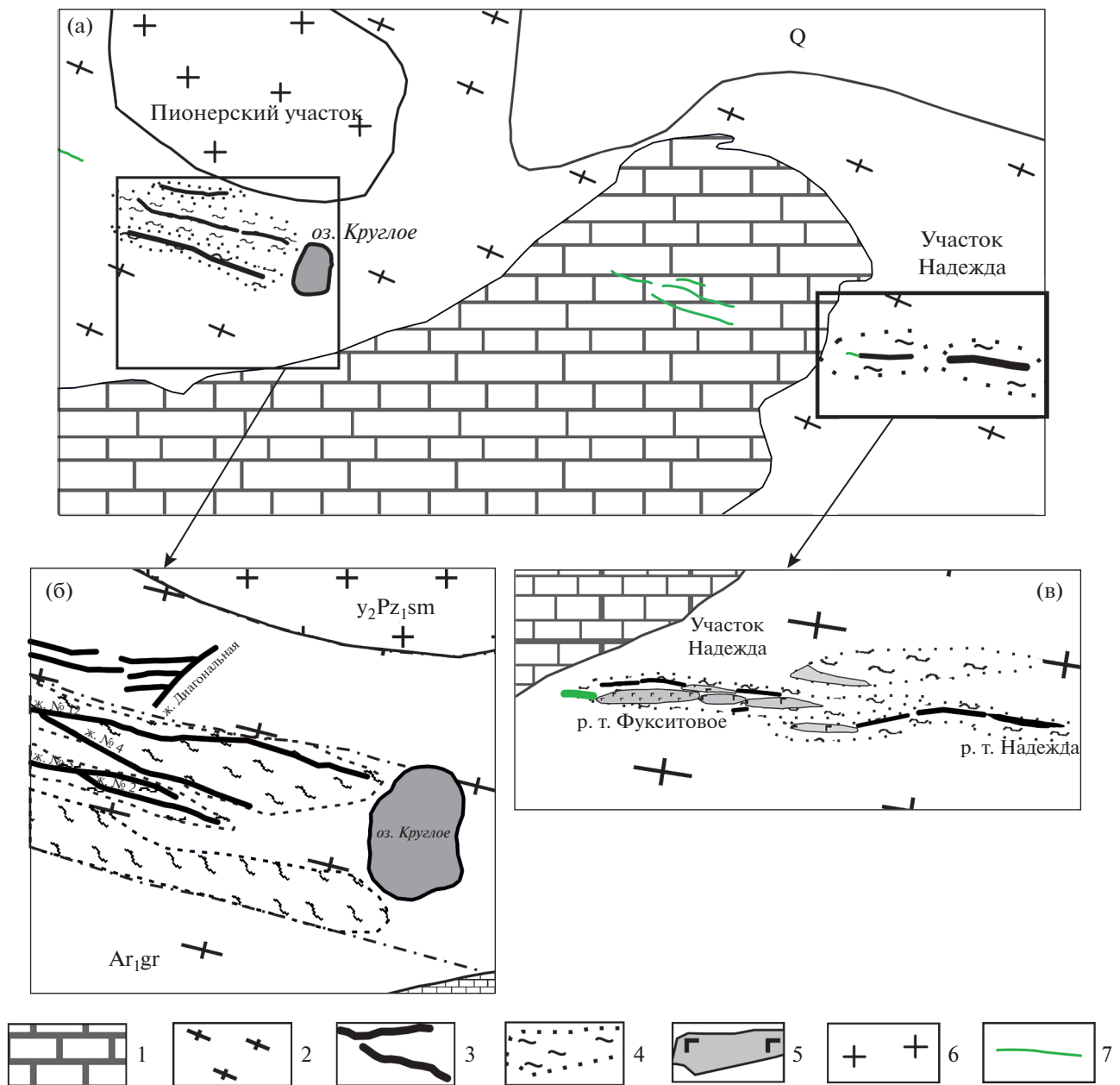
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПИОНЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пионерское золоторудное месторождение вместе с целым рядом рудопроявлений образует Самартинское рудное поле Урик-Китойской золоторудной зоны, месторождения которой делятся на два типа – малосульфидный, золото-кварцевый, жильный Пионерский тип (по названию Пионерского месторождения) и золото-сульфидно-кварцевый Зун-Холбинский тип, представленный кварц-сульфидными минерализованными зонами (Корольков, 2007; Мионов, Жмодик, 1999; Феофилактов, 1969; и др.).

В Пионерском месторождении выделяются два участка – Пионерский и Надежда, разделенные покровом карбонатных пород (фиг. 1а). В геологическом строении месторождения принимают участие архейские породы фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Гарганский комплекс) и интрузивные образования сумсунурского комплекса, в небольшом количестве присутствуют карбонатные отложения иркутской свиты. Месторождение структурно контролируется зонами расщеливания и березитизации (фиг. 1б).

Архейские плагиогранито-гнейсы гарганского комплекса составляют западную и юго-восточную части Пионерского месторождения, занимая больше половины его площади. Они представляют собой зеленовато-серые среднезернистые гнейсовидные породы, состоящие из калиевого полевого шпата (60%), плагиоклаза (20%), кварца (10–35%). Акцессорные минералы представлены титанитом, вторичные – хлоритом, мусковитом (серицитом). Кроме гранито-гнейсов в составе пород фундамента присутствуют амфиболиты и мигматиты, образующие многочисленные прослои среди гранито-гнейсов.

На участке Надежда среди гранито-гнейсов присутствуют редкие линзовидные тела листе-



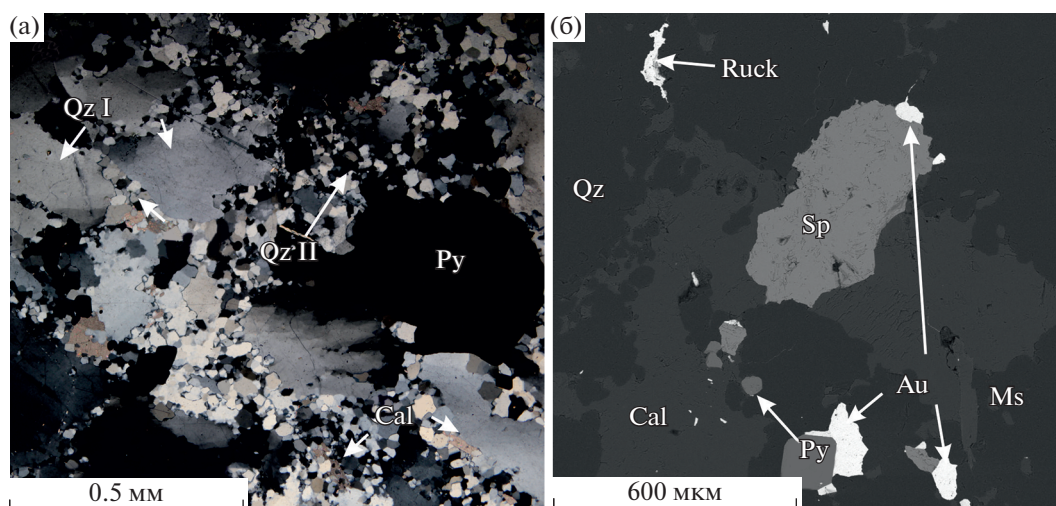
Фиг. 1. а – Схематическая геологическая карта участка Надежда и Пионерского месторождения. Составлена по материалам ОАО Бурятзолото, масштаб 1 : 1000; б – геологическая карта Пионерского месторождения; в – геологическая карта уч. Надежда. 1 – терригенно-карбонатные отложения иркутской свиты венд-кембрийского возраста; 2 – плагиогнейсограниты Гарганского метаморфического комплекса архейско-протерозойского возраста; 3 – рудные жилы и прожилки; 4 – зоны березитизации; 5 – тела лиственитов; 6 – плагиограниты Сумсунурского комплекса; 7 – дайки основного состава.

нитов, являющихся продуктами преобразования базит-ультрабазитов (фиг. 1в), слагающих тектонические блоки.

На архейских гнейсогранитах с тектоническим несогласием залегают породы иркутской свиты венд-кембрийского возраста. Они слагают западный фланг рудопоявления и представляют собой редуцированный разрез иркутской свиты, со-

стоящий из терригенных и карбонатных пород: известняков, с прослоями кварцитов и песчаников.

Гранитоиды сумсунурского комплекса залегают в северо-восточной части месторождения и представлены в основном тоналитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, между которыми существуют постепенные переходы. Изотопный возраст пород комплекса, согласно U–Pb-датиро-



Фиг. 2. Морфология кварца. а — морфология зерен кварца I и II генераций. Кварц II генерации формируется в межзерновых пространствах кварца I генерации. б — характер распределения кальцита, мусковита и рудных минералов в кварце II. Снимок в обратно отраженных электронах. Список сокращений: Py — пирит, Au — золото, Qz — кварц, Sp — сфалерит, Cal — кальцит, Ms — мусковит, Ruck — раклиджит.

ванию циркона, оценивается в 830–820 млн лет (Хубанов и др., 2019).

В рудном поле Пионерского месторождения обнаружены также редкие дайки основного состава, отнесенные к барунхолбинскому вулканоплутоническому комплексу, представленные в основном сильно измененными (хлоритизированными, реже лиственитизированными) базитовыми породами. За пределами рудного поля присутствуют дайки аплитов, гранитоидов и лампрофиров. Однако сведения о возрасте дайковых пород отсутствуют.

Рудоконтролирующие тектонические зоны Пионерского месторождения имеют субширотную ориентировку и крутые углы падения (65° – 75°). В узлах сочленения зон расланцевания и милонитизации формируются раздувы кварцевых жил до 3 м. Породы в этих зонах подвержены интенсивным динамометаморфическим и метасоматическим преобразованиям. Динамометаморфизованные породы — серо-зеленые сланцеватые милониты, сложенные тонко-мелкочешуйчатым агрегатом кварц-серицит-хлоритового состава и катаклазированными березитами.

Метасоматические образования представлены березитами и лиственитами¹. Березиты развиваются по гнейсогранитам и представляют собой светло-серые тонкомелкозернистые породы, сложенные кварцем, серицитом и кальцитом. В породах регулярно отмечается вкрапленность мелкокристаллического пирита. Листвениты заме-

щают тела базит-ультрабазитов и присутствуют в виде линзовидных блоков. Породы зеленовато-серого, зеленовато-розовато-серого цвета, среднезернистой структуры, сложены среднекристаллическим (1.5–2 мм) агрегатом доломит-анкеритового состава, кварцем и фукситом.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование мусковита из золотоносных жил позволило оценить возраст руд в 420 ± 3 млн лет (Дамдинов и др., 2018). Такое значение опровергает представления об архейском возрасте месторождения, а также существенно отличается от возраста пространственно ассоциирующих гранитоидов сумсунурского комплекса.

Рудные тела Пионерского месторождения представляют собой малосulfидные пирит-кварцевые и карбонат-пирит-кварцевые прожилки и жилы, которые залегают в зонах дробления, милонитизации и расланцевания. Вмещающие породы в экзоконтактах жил интенсивно расланцованы и березитизированы.

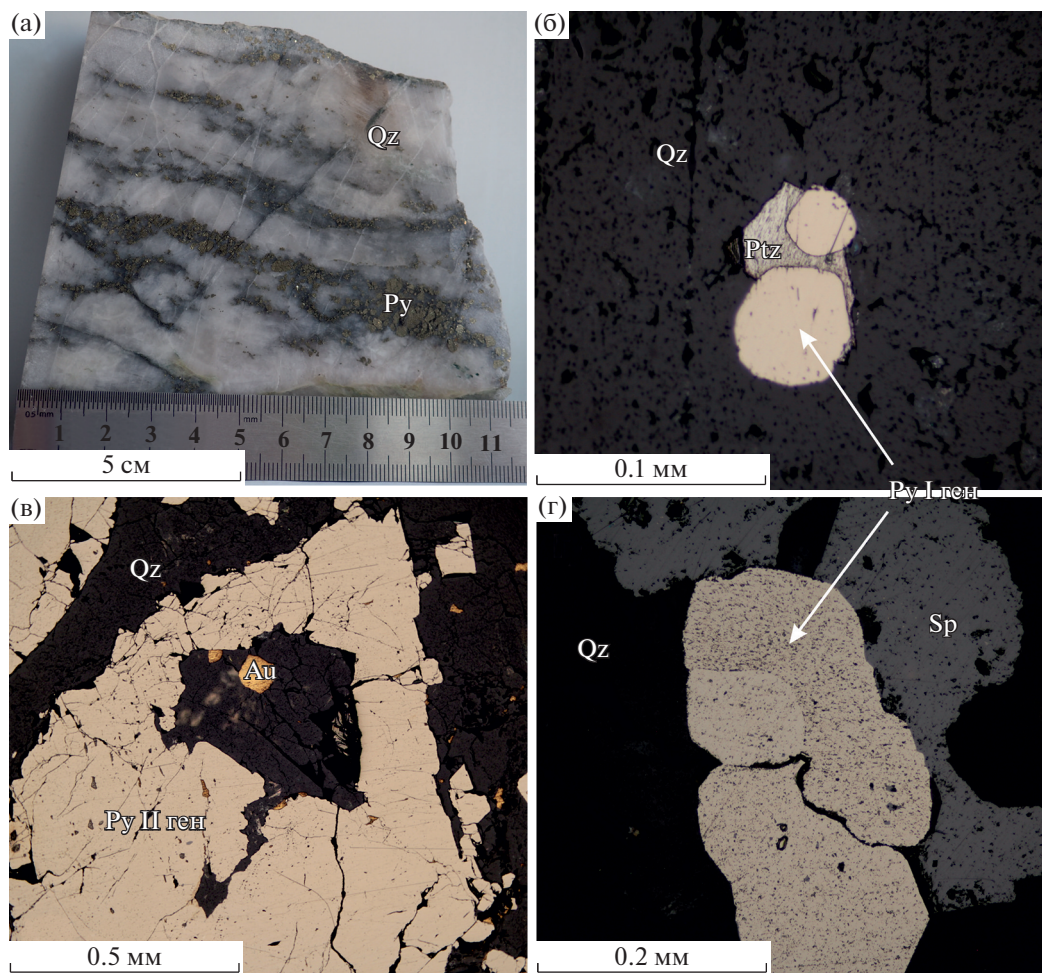
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Жильные минералы

Кварц в жилах обнаружен в виде двух генераций (фиг. 2а). Первая генерация кварца (кварц I) представлена молочно-белыми, до бело-желтоватого цвета зернами, с жирным блеском и массивной текстурой. Кварц I более идиоморфный, в нем прослеживаются мелкие зерна пирита, мелкие прожилки карбоната и отдельные редкие зерна мусковита.

Серый кварц, отнесенный ко второй генерации (кварц II), замещает участками кварц I. Он образует прожилковидные скопления между зер-

¹ Березиты — кварц-серицит-анкерит-пиритовые, а листвениты — кварц-Fe-Mg-карбонат-фуксит-пиритовые породы (Vikent'va et al., 2017).



Фиг. 3. Морфология выделений пирита в рудах Пионерского месторождения. а – прожилковидные скопления пирита в кварцевой жиле; б – округлые выделения пирита I генерации в кварце, которые обрастает петцит; в – трещиноватые зерна пирита II генерации в кварцевой жиле; г – округлые зерна пирита I генерации в ассоциации со сфалеритом в кварце. Николи скрещены. Список сокращений: Py – пирит, Au – золото, Qz – кварц, Sp – сфалерит, Ptz – петцит.

нами кварца I, местами корродируя его. Кварц II имеет белый, серый до темно-серого цвет, отличается матовым блеском. К этой генерации кварца приурочена основная масса рудной минерализации. Кроме того, с кварцем II тесно ассоциируют кальцит и мусковит (фиг. 2б).

Кальцит встречается во всех рудных телах как в пирит-карбонат-кварцевых прожилках, так и в виде отдельных агрегатов бело-розоватого цвета вокруг кварца I. Вместе с пиритом II, кварцем II, самородным золотом и теллуридами отлагается в благоприятных для этого участках, таких как пустоты и межзерновые пространства кварца I (фиг. 4б).

Хлорит и мусковит присутствуют в виде скоплений неправильной формы зерен или в виде отдельных кристаллов в кварце. Оба минерала находятся в тесной ассоциации. Обнаружены включения мусковита в самородном золоте.

Рудные минералы

Среди рудных минералов в кварцевых жилах преобладает пирит, реже встречается халькопирит, пирротин, галенит, теллуриды, самородное золото и единичные зерна блеклой руды. В кварцевых жилах, залегающих в телах лиственитов, кроме перечисленных, присутствуют минералы Ni-Co – кобальтин, аллоклазит, герсдорфит, пентландит, они идентифицированы на основании результатов ЭДС-РСМА (табл. 1).

Сульфиды

Пирит встречается чаще остальных сульфидов в виде вкрапленности или прожилковидных агрегатов, слагает идиоморфные зерна, часто ассоциирует с халькопиритом и пирротинном, в некоторых случаях корродируется халькопиритом (фиг. 3а). Изучение под микроскопом показало,

Таблица 1. Химический состав сульфидов и сульфосолей, мас. %

№ п/п	Минерал	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	As	S	Сумма
1	Кобальтин	5.56	17.67	14.26					43.61	20.4	101.5
2		3.3	28.07	7.17					38.71	22.01	99.25
3			33.32	3.62					38.89	23.26	99.09
4		5.83	26.41	6.28					41.01	21.71	101.25
5		3.44	27.62	6.86					39.02	23.7	100.64
Среднее		4.53	26.62	7.64					40.25	22.22	100.35
1	Герсдорфит	6.46	11.85	18.9					43.86	20.33	101.27
2		4.69	11.78	21.62					43.39	19.24	100.57
Среднее		5.58	11.82	20.26					43.63	19.79	100.92
1	Пентландит	1.55	0.46	65.29						33.47	100.77
2		1.79	0.54	66.55						34.05	102.93
Среднее		1.67	0.5	65.92						33.76	101.85
1	Аллоклазит	7.2	29.87	2.6					37.59	24.96	102.22
1	Халькопирит	30.98			35.03					34.44	100.45
2		30.88	0.52		35.26					34.87	101.85
3		31.64			34.91					35.23	101.77
Среднее		31.17	0.17		35.07					34.85	101.36
1	Галенит							86.56		11.78	98.34
2								88.41		12.29	100.7
3								87.3		9.97	97.27
Среднее								87.42		11.35	98.77
1	Пирит	46.38								52.87	99.25
2		46.67								52.94	99.61
3		47.81								52.96	100.76
Среднее		46.95								52.92	99.87
1	Пирротин	61.14								39.21	100.35
2		62.01								39.03	101.04
3		61.09								38.93	100.02
Среднее		61.41								39.06	100.47
1	Сфалерит	6.57				58.35	2.01			32.48	99.4
2		6.59				57.16	1.46			32.01	97.22
3		6.39				58.66	2.38			32.47	99.91
Среднее		6.52				58.06	1.95			32.32	98.84
1	Тетраэдрит—(Cd)				37.08		12.88		14.64	26.03	96.37

что пирит присутствует в двух генерациях (фиг. 3б, в, г).

Пирит первой генерации (пирит I) имеет вид относительно мелких, нетрещиноватых зерен и имеет форму пентагон-додекаэдров, с округленными краями. Местами он корродируется халькопиритом. Видимых включений теллуридов и самородного золота в этом пирите не наблюдается. Пирит I ассоциирует с кварцем I и формирует-

ся раньше кварца II. Он встречается гораздо реже, чем пирит второй генерации (фиг. 3б, г).

Пирит второй генерации (пирит II) присутствует в виде интенсивно трещиноватых, гипидиоморфных или идиоморфных крупных зерен, тесно ассоциирует с кварцем, сфалеритом, реже с халькопиритом (фиг. 3в; 4а). В пустотах и трещинах пирита II отлагаются теллуриды, самородное золото, реже — округлый халькопирит. Вероятно,

пирит этой генерации образовывался одновременно с кварцем II (фиг. 3б).

Халькопирит в рудах и вмещающих породах присутствует нечасто, в виде отдельных зерен, реже скоплений зерен. Тесно ассоциирует со сфалеритом, в котором халькопирит находится также в виде эмульсионной вкрапленности (фиг. 4а).

Сфалерит встречается нечасто, в основном в ассоциации с халькопиритом. Он присутствует в виде скоплений зерен неправильной формы, в основном с пиритом II, но иногда в виде округлых включений в пустотах пирита II. Со сфалеритом ассоциирует низкопробное самородное золото, оно образуется в пустотах сфалерита и на его краях (фиг. 2б; 5б).

Галенит встречен в виде единичных зерен в пирите II, предположительно образовался одновременно со сфалеритом и халькопиритом. По краям зерен галенита встречаются зерна теллуридов.

Тетраэдрит- $(\text{Cd})^2$ встречен в виде единичных зерен в ассоциации халькопирита, сфалерита и пирротина. Содержание Cd в нем достигает ~13 мас. %, тогда как типичные двухвалентные металлы Fe и Zn в этом минерале не были обнаружены (табл. 1).

Сульфиды никеля и блеклая руда встречены в единичных случаях при исследовании под электронным микроскопом.

Теллуриды

Особенностью руд Пионерского месторождения является широкое распространение минералов из группы теллуридов. Первое описание теллуридов приведено в работе (Громова, 1960). Однако минералы, описанные в цитируемой работе, диагностировались только оптическими и микрохимическими методами, в результате чего не все минералы были достоверно идентифицированы. В то же время при разведке месторождения было сделано важное наблюдение, что с глубиной содержание теллуридов в рудах снижается.

Нами были проведены оптические исследования и энергодисперсионный рентгеноспектральный микроанализ (ЭДС-РСМА) минералов, позволившие выявить большое разнообразие теллуридов Bi, Au, Ag, Pb, Hg и Ni, среди которых диагностированы следующие: алтаит, петцит, гессит, калаверит, мелонит, теллуровисмутит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, вольтскит, цумоит и тетрадимит (табл. 2).

Теллуриды образуются по трещинкам, в пустотах и по краям зерен пирита, а также в виде мелких выделений изометричной формы в квар-

це и кальците, часто в ассоциации с самородным золотом. Условно теллуриды можно разделить на три последовательные ассоциации: 1) теллуровисмутит-мелонитовая, 2) калаверит-петцитовая, включает петцит, калаверит, гессит, колорадоит, раклиджит, вольтскит, тетрадимит, пильзенит, цумоит, 3) алтаитовая. Промышленной ценности теллуриды на месторождении не представляют из-за их малой распространенности.

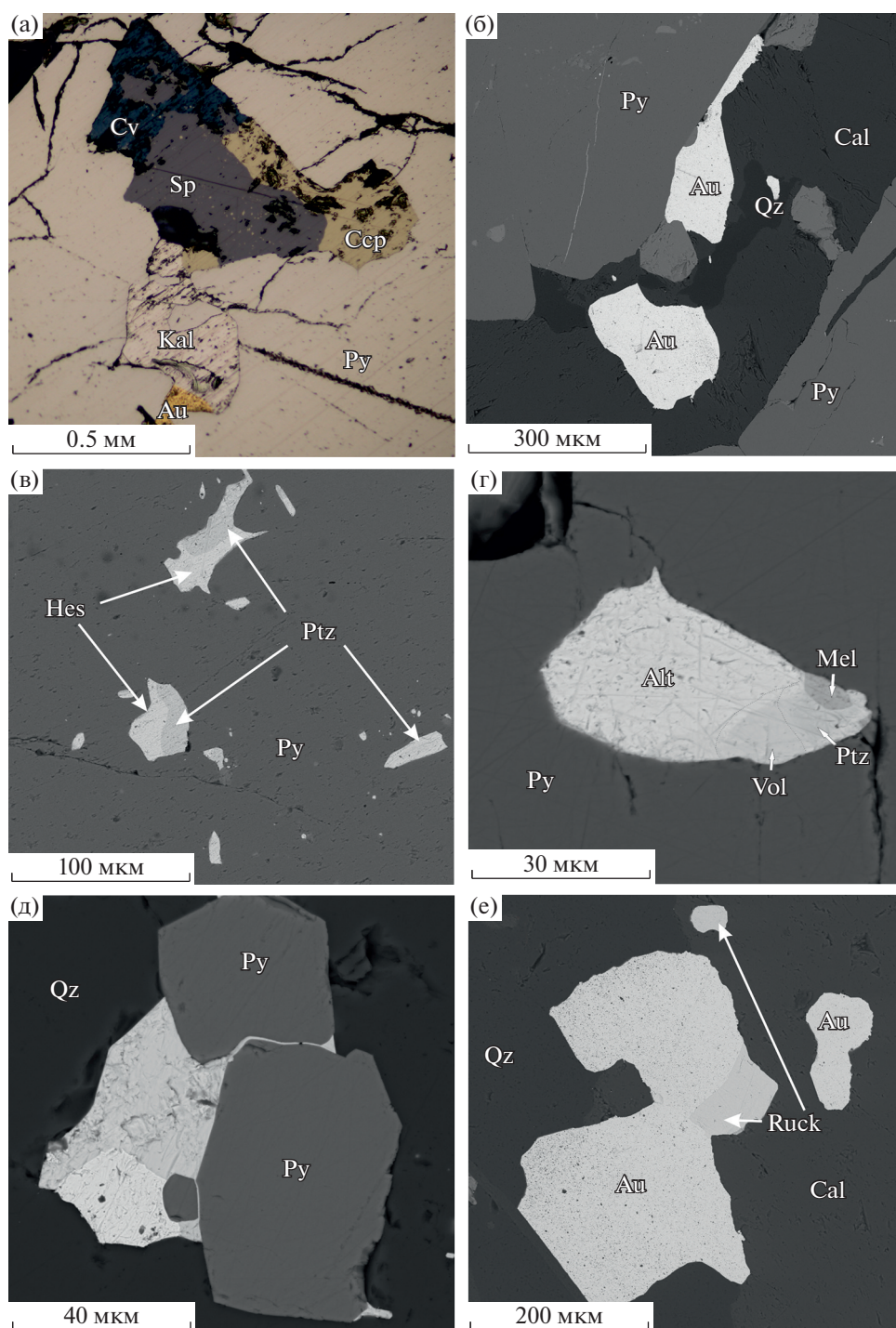
Петцит — самый распространенный минерал среди теллуридов. Он представлен зернами угловатой формы, реже округлой, которые присутствуют в виде отдельных сростаний в кварце II, а также выполняют трещинки и интерстиции в агрегатах пирита II. Петцит пространственно приурочен к выделениям самородного золота и пирита, которые он обрастает по краям. Петцит образует сростания с гесситом, мелонитом, калаверитом и вольтскитом, что предполагает их совместное образование (фиг. 4в, г). Алтаит, который обрастает округлые зерна петцита по краям, отлагался позже. Кроме того, в петците присутствуют включения колорадоита. Результаты ЭДС-РСМА зерен петцита (табл. 2) хорошо соответствуют теоретическому составу минерала — 41.71% Ag, 25.42% Au, 32.87% Te. Средний состав петцита из 5 анализов пересчитывается на формулу $\text{Ag}_{3.016}\text{Au}_{0.988}\text{Te}_{1.997}$, близкую к стехиометрической Ag_3AuTe_2 .

Алтаит — второй по распространенности на месторождении минерал. Он представлен относительно крупными зернами округлой, реже неправильной формы в интерстициях и в трещинках в пирите II, обрастает его совместно с другими минералами, но встречается и в кварце, кроме того, внутри алтаита диагностировано реликтовое зерно мусковита. Алтаит часто обрастает по краям более ранние минералы — пирит, сфалерит, петцит и самородное золото (фиг. 4г; 5д). Следовательно, алтаит является одним из наиболее поздних теллуридных минералов. В одном из зерен алтаита обнаружена примесь серебра — 1.6 мас. % (табл. 2).

Калаверит также широко распространен на месторождении и в небольших количествах встречается во всех изученных жилах. Наиболее часто он ассоциирует с самородным золотом, обрастая его округлые зерна по краям. В некоторых случаях присутствует в сростании с петцитом. Предположительно калаверит образовался позже самородного золота, мелонита и теллуровисмутита, одновременно с петцитом и вольтскитом. (фиг. 4а, д; 5е). Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) показывают, что некоторые зерна содержат несколько меньше Au относительно стехиометрического значения (43.59 мас. % Au), а одно из зерен, наоборот, обогащено Au (до 45.25 мас. %).

Мелонит встречается нечасто, но на отдельных участках отмечается повышенное его содержа-

² Не утвержден официально IMA-CNMNC (Biagioni et al., 2020).



Фиг. 4. Взаимоотношения теллуридных минералов в рудах Пионерского месторождения. Общий вид срастаний рудных минералов в рудном и электронном микроскопах. а – зерно сфалерита в пирите, частично замещенное ковеллином, которое обрастает халькопирит; б – кальцитовый прожилок с зернами золота и реликтами кварца; в – зерна петцита в ассоциации с гесситом в пирите; г – полифазное включение теллуридов: мелонит-петцит-волынскит-алтаит; д – зерно калаверита обрастает золото, и пирит по краям; е – зерна золота на контакте кварца и кальцита. Список сокращений: Py – пирит, Au – золото, Qz – кварц, Sp – сфалерит, Ptz – петцит, Kal – калаверит, Hes – гессит, Alt – алтаит, Cal – кальцит, Ccp – халькопирит, Cv – ковеллин, Mel – мелонит, Vol – волынскит, Ruck – раклиджит.

Таблица 2. Результаты энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа теллуридных минералов Пионерского месторождения, мас. %

№	Минерал	Ni	Au	Ag	Hg	Pb	Bi	Te	S	Сумма
1	Алтаит			1.60		61.59		38.66		100.25
2						62.32		38.51		100.83
3						61.63		38.33		99.96
4						61.21		39.60		100.81
5						61.32		38.59		99.91
Среднее				0.32		61.61		38.74		100.35
1	Петцит		25.09	41.70				32.58		99.37
2			25.24	42.29				32.77		100.30
3			25.38	42.15				32.81		100.34
4			24.67	41.42				32.23		98.32
5			25.46	42.29				32.50		100.25
Среднее			25.17	41.97				32.58		99.72
1	Гессит			60.74				38.69		99.43
2				61.90				36.80		98.71
3				62.34				36.79		99.13
4				62.72				37.08		99.80
5				63.27				37.45		100.72
Среднее				62.19				37.36		99.56
1	Калаверит		43.07					56.88		99.95
2			43.06					56.99		100.05
3			43.28					57.40		100.68
4			42.38					56.77		99.15
5			45.25					55.57		100.82
Среднее			43.41					56.72		100.13
1	Мелонит	19.46						79.43		98.89
2		19.45						79.57		99.02
3		19.08						80.72		99.80
4		18.74						81.38		100.12
5		19.39						79.95		99.34
Среднее		19.22						80.21		99.43
1	Теллуrowисмутит						50.47	49.42		99.89
2							51.42	48.86		100.28
3							52.41	47.10		99.51
4							52.28	47.27		99.55
5							50.15	49.42		99.57
Среднее							51.35	48.41		99.76
1	Цумоит						62.10	37.69		99.79
2							62.26	37.35		99.61
Среднее							62.26	37.35		99.70
1	Колорадоит				61.75			39.74		101.48
2					62.71			49.83		102.54
3					58.44			39.96		98.40
4					60.62			38.71		99.33
5					60.16			38.82		98.98
Среднее					60.74			41.41		100.15

Таблица 2. Окончание

№	Минерал	Ni	Au	Ag	Hg	Pb	Bi	Te	S	Сумма
1	Раклиджит					13.21	41.33	45.06		99.60
2						17.94	36.25	44.95		99.14
3						16.82	40.09	43.29		100.20
4						16.77	37.85	44.19		98.81
5						16.47	37.64	44.92		99.03
Среднее						16.19	38.88	44.37		99.44
1	Волынскит			18.51			35.69	44.85		99.05
2				18.36			32.90	46.37		97.63
3				17.96			35.54	45.38		98.88
4				18.87			36.39	46.66		101.92
Среднее				18.43			35.13	45.82		99.37
1	Пильзенит						69.04	30.14		99.18
1	Тетрадимит						58.70	35.99	4.28	98.97
2							59.05	36.22	4.79	100.06
Среднее							58.88	36.11	4.54	99.52

ние. Он обнаружен в виде округлых или неправильной формы зерен в интерстициях в агрегатах пирита II и кварца II. Мелонит ассоциирует с самородным золотом и теллуrowисмутитом. По отношению к петцитит и алтаит, мелонит более идиоморфен. Мелонит, вероятно вместе с самородным золотом и теллуrowисмутитом, образовался раньше других теллуридов (фиг. 4д). Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) минерала вполне удовлетворительно пересчитываются на теоретическую формулу $NiTe_2$.

Гессит встречается преимущественно в ассоциации с петцитом. На месторождении он менее распространен и представлен зернами неправильной формы, присутствующими в виде включений в пирите II и в кварце II (фиг. 4г). Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) выявили незначительные изменения в содержаниях Ag (60.74–63.27 мас. %) и Te (36.79–38.69 мас. %) в минерале. Среднее значение из 5 анализов пересчитывается на формулу $Ag_{1.981}Te_{1.018}$, хорошо соответствующую теоретической формуле Ag_2Te .

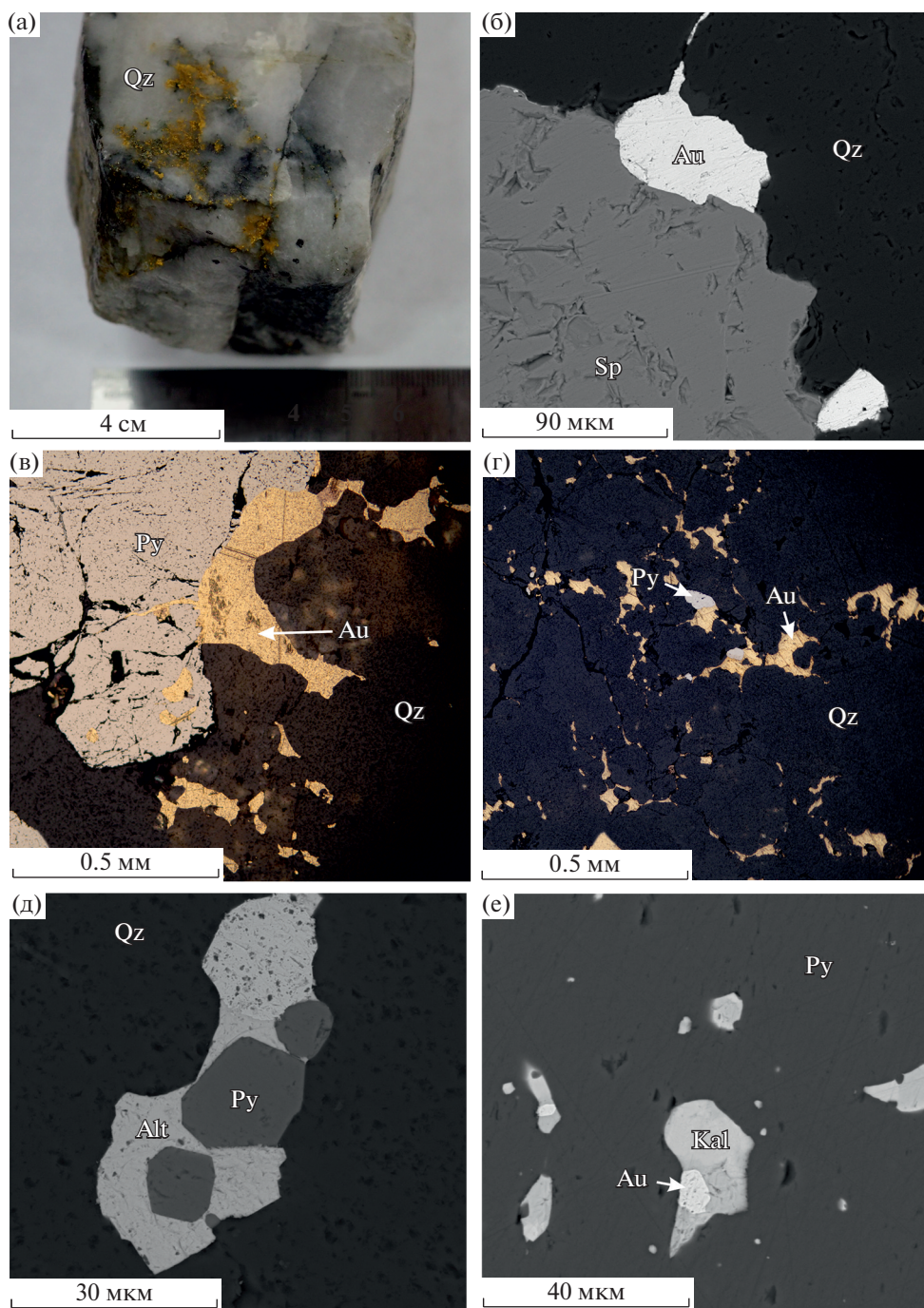
Теллуrowисмутит отмечен в небольших количествах во всех исследуемых жилах месторождения. Он представлен зернами неправильной формы, которые выделяются преимущественно по трещинкам в пирите II или в карбонат-кварцевых прожилках. Теллуrowисмутит чаще всего встречается вместе с мелонитом и самородным золотом, причем обрастает выделения золота по краям. Вместе с мелонитом он, по-видимому, образовался раньше остальных теллуридов, но позже самородного золота. Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) нескольких зерен теллуrowисмутита выявили незначительные изменения в содержаниях

Bi (50.15–52.41 мас. %) и Te (47.10–49.42 мас. %) в минерале. Среднее значение из 5 анализов пересчитывается на формулу $Bi_{1.977}Te_{3.023}$, хорошо соответствующую теоретической формуле Bi_2Te_3 .

Раклиджит встречен в кальците и пирите, а также в виде единичных округлых включений в самородном золоте (фиг. 4д). Он образовался позже самородного золота, одновременно с петцитом, гесситом, волынскитом, пильзенитом, колорадоитом, калаверитом и цумоитом. Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) нескольких зерен раклиджита выявили заметные изменения в содержаниях Pb (13.21–17.94 мас. %), Bi (36.25–41.33 мас. %) и Te (43.29–45.06 мас. %) в минерале. Среднее значение из 5 анализов пересчитывается на формулу $Pb_{0.898}Bi_{2.120}Te_{3.981}$, хорошо соответствующую теоретической формуле $(Bi, Pb)_3Te_4$.

Колорадоит обнаружен в виде зерен неправильной формы в пирите. Колорадоит образовался позже самородного золота и ассоциирует с калаверитом, петцитом, гесситом. Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) отличаются от зерна к зерну, но среднее значение из 5 анализов пересчитывается на формулу $Hg_{0.975}Te_{1.035}$, близкую к теоретической $HgTe$.

Тетрадимит, *цумоит* и *пильзенит* встречены в виде единичных зерен при электронно-микроскопических исследованиях. Цумоит диагностирован единожды в жиле, залегающей в ливневниках. Он представлен округлым зерном в интерстициях в пирите II. Тетрадимит и пильзенит диагностированы в виде отдельных зерен неправильной формы в кварце II. Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) вполне соответствуют теоретическим формулам этих минералов.

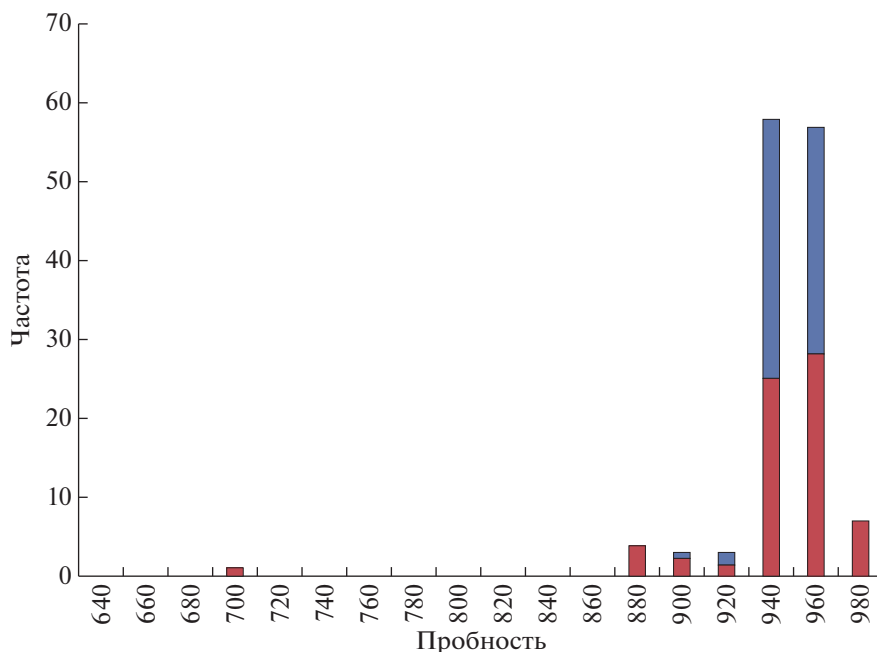


Фиг. 5. Морфология выделений самородного золота. Снимки сделаны в рудном и электронном микроскопах. а — макроскопические выделения золота в кварце. Распределение золота неравномерное, приурочено к ослабленным зонам в кварце; б — низкопробное золото, обрастающее сфалерит по краю; в, г — скопления золота в кварце. Золото диагностируется в трещинах, межзерновых пространствах и ослабленных зонах; д, е — более идиоморфные округлые зерна золота в ассоциации с калаверитом и алтаитом. Список сокращений: Py — пирит, Au — золото, Qz — кварц, Sp — сфалерит, Kal — калаверит, Alt — алтаит.

Самородное золото

Самородное золото на данном месторождении встречается в виде двух генераций. Формы выделения самородного золота в основном крючковатые, пластинчатые, прожилковидные и округлые.

Самородное золото первой генерации (золото I) присутствует только в виде редких сростаний со сфалеритом или округлых мелких включений в галените (см. фиг. 5б). Самородное золото I низкой пробы (700‰), образовалось одновременно с сульфидными минералами.



Фиг. 6. Гистограмма распределения пробности самородного золота участка Надежда (красный) и Пионерского (синий).

Самородное золото второй генерации (золото II) количественно преобладает. Оно заполняет межзерновые пространства в агрегатах кварца, а также содержится в виде прожилков и неправильных выделений (фиг. 5а–е). В пирите обеих генераций золото II также содержится в виде прожилков, пластинок и округлых каплевидных зерен, но встречается значительно реже (фиг. 5в). Наблюдается отчетливая ассоциация самородного золота с теллуридами, но по их структурным взаимоотношениям видно, что золото II образуется раньше теллуридов (см. фиг. 4а, д, е; фиг. 5д, е). Пробность большинства зерен самородного золота II высокая и изменяется от 816 до 973‰. Максимум определений пробности самородного золота II на гистограмме попадает в интервал 940–970‰ (фиг. 6). Высокопробное самородное золото II ассоциирует с теллуридами. Содержание золота в рудах, по данным химико-спектрального анализа образцов, неравномерно и колеблется от 0.2 до 475 г/т.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Наблюдаемые структурные взаимоотношения рудных минералов показывают, что в рудах Пионерского месторождения присутствуют три последовательных рудных минеральных ассоциации: ранняя кварц-пиритовая, полисульфидная и золототеллуридная (фиг. 7).

Вмещающие породы были подвергнуты динамометаморфизму, хлоритизации и мусковитизации, лиственитизации и березитизации. Одно-

временно с этими процессами происходило формирование кварцевых жил и отложение минералов ранней кварц-пиритовой ассоциации. Образовался кварц I, мусковит, хлорит и пирит I.

Далее в имеющиеся трещины, пустоты и межзерновые пространства в агрегатах кварца I начали отлагаться минералы полисульфидной ассоциации: кварц II, пирит II, мусковит, сульфидные минералы (халькопирит, сфалерит, пирротин, единичные зерна тетраэдрита-(Cd)), содержащие небольшие количества низкопробного самородного золота (золото I).

Завершала отложение рудных минералов золото-теллуридная ассоциация, формирующаяся совместно с кальцитом. Причем отложение минералов этой ассоциации происходило в следующем порядке: кальцит → самородное золото → мелонит + теллуровисмутит → петцит + калаверит + вольтскит + раклиджит + колорадоит + цумоит + пильзенит → алтаит.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

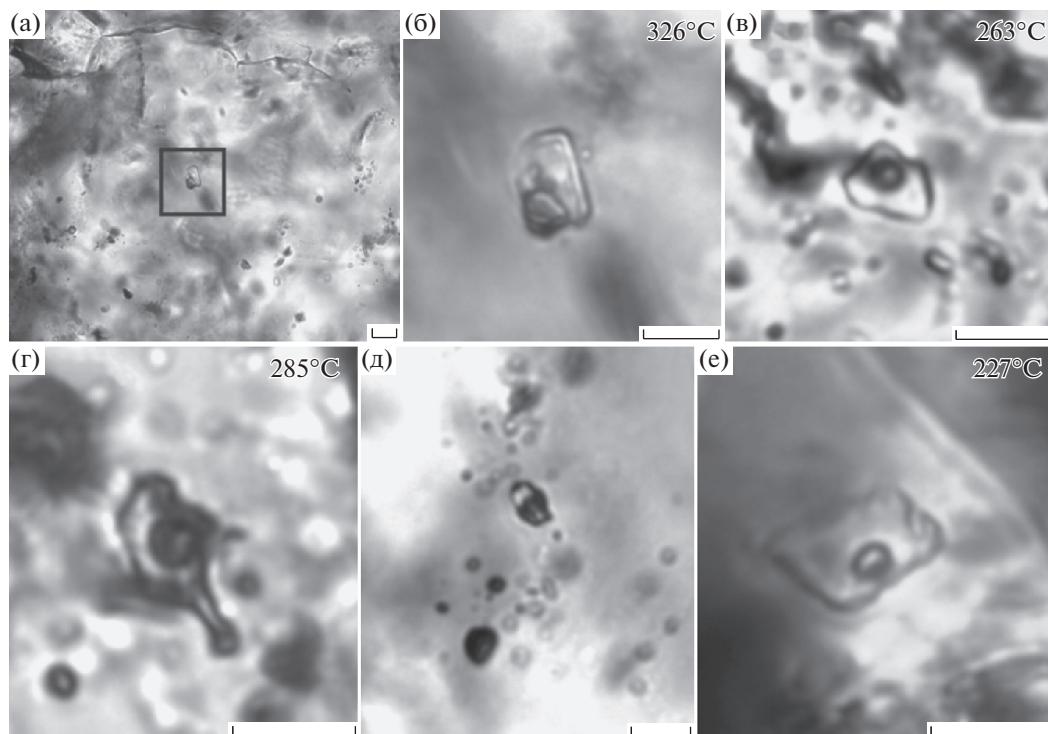
Были изучены флюидные включения (ФВ) из кварца I и карбоната из золотоносных жил Пионерского месторождения. Ввиду малых размеров зерен кварца II и отсутствия пригодных включений, его термобарогеохимические исследования провести не удалось. В связи с широко проявленными пострудными деформациями, руды Пионерского месторождения крайне сложны для термобарогеохимических исследований. Наряду с доминирующими вторичными включениями в

Минерал	Минеральные ассоциации		
	Кварц-пиритовая	Полисульфидная	Золото-теллуридная
Кварц	■	■	
Кальцит			■
Пирит	■	■	
Мусковит	■	■	■
Хлорит	■		
Халькопирит		■	
Пирротин		■	
Сфалерит		■	
Тетраэдрит-(Cd)		■	
Тетрадимит			■
Золото I		■	
Золото II			■
Мелонит			■
Те-висмутит			■
Пильзенит			■
Калаверит			■
Петцит			■
Волынскит			■
Раклиджиит			■
Цумоит			■
Колорадоит			■
Алтаит			■

Фиг. 7. Последовательность минералообразования в рудах Пионерского месторождения.

зерна кварца обнаружены очень редкие, как правило, мелкие первичные ФВ размером от первых до 10–12 микрон, единичные ФВ достигают 16–20 мкм. Отбирались включения, расположенные

на удалении от залеченных трещин и шлейфов вторичных ФВ (фиг. 8а, б). В результате было изучено более 20 первичных флюидных включений в зернах кварца и карбоната. В таблице 3 приведе-



Фиг. 8. Первичные флюидные включения Пионерского месторождения. а — газопо-жидкое двухфазовое включение на удалении от трещин и шлейфов вторичных ФВ в центре зерна кварца; б — увеличенный снимок ФВ на фото а; в, г — двухфазовые ФВ в зернах кварца; д — группа сингенетичных существенно водных и существенно газовых ФВ в кварце; е — ФВ в зерне карбоната. Цифрами показаны температуры гомогенизации. Длина линейки 10 мкм.

ны данные по 13 ФВ, параметры которых удалось определить. Изученные ФВ имеют двухфазовый состав (жидкая фаза > газовый пузырь), не содержат твердых фаз и видимой каймы жидкой CO_2 (фиг. 8а–г, е). Методом КР-спектроскопии углекислота в газовой фазе включений не обнаружена. Кроме этого, обнаружены несколько участков с очень мелкими ФВ, в которых преобладает жидкая фаза, и ФВ, в которых преобладает газовая фаза, которые располагаются в пределах одной зоны роста минерала-хозяина, что позволяет предположить их сингенетичность (фиг. 8д). Такие сингенетичные ФВ обнаружены как в кварце, так и в карбонатах. Общий интервал температур гомогенизации ФВ в кварце составляет $\sim 326\text{--}255^\circ\text{C}$. Флюидные включения из карбонатов имеют более узкий интервал температур гомогенизации ($225\text{--}227^\circ\text{C}$). Температуры плавления льда варьируют от -4.5 до -6.5°C , следовательно общая соленость растворов во флюидных включениях в кварце соответствует 7.2–9.9 мас. % экв. NaCl. В ФВ из карбонатов, формирование которых происходит позднее кварца I, соленость оказалась относительно ниже — 3.2–3.4 мас. % (температуры плавления льда — $-1.9\text{--}-2^\circ\text{C}$). Измеренные температуры эвтектики ($-35\text{--}-38^\circ\text{C}$) соответствуют водным растворам хлоридов Mg и Fe, с примесью Na и K. В карбонатах температуры

эвтектики ниже ($-44\text{--}-48^\circ\text{C}$), что может свидетельствовать о примеси хлорида Ca в солевом составе. (см. табл. 3)

Наличие редких участков сингенетичных газовых и жидких ФВ в кварце I и карбонатах свидетельствует об эпизодическом вскипании минералообразующих флюидов. В таком случае измеренные температуры гомогенизации близки к истинным температурам захвата включений, а следовательно, и температурам образования минералов.

Таким образом, температуры образования кварца I составили $255\text{--}326^\circ\text{C}$. Расчет температур по хлоритовому геотермометру (Котельников и др., 2012) на основе 5 анализов хлоритов, ассоциирующих с Ni-содержащими минералами, показал значения температур $258\text{--}277^\circ\text{C}$, что согласуется с данными термобарогеохимических исследований (табл. 4).

Температура гомогенизации ФВ в карбонатах составила $225\text{--}227^\circ\text{C}$. В карбонатах также были выявлены сингенетичные ФВ с преобладанием в них газовой фазы и ФВ, в которых доминирует жидкая фаза. Следовательно, можно полагать, что температура их гомогенизации соответствует истинной температуре захвата включений (температуре образования карбоната). Поскольку

Таблица 3. Представительные результаты термобарогеохимических исследований

№ обр.	Минерал	$T_{эвт.}$	$T_{пл. \text{ льда}}$	$T_{гом.}$	Соленость, экв. NaCl
НД-4	Кварц	–37	–5.5	263	8.6
НД-4		–38.6	–6	264	9.2
НД-4		–37	–6.5	285	9.9
НД-4		–38	–5	250	7.9
НД-1		–39	–6.5	326	9.9
НД-1		–37	–6	280	9.2
НД-1		–36	–	277	–
НД-1		–36	–	275	–
НД-4	Карбонат	–44	–1.9	227	3.2
НД-4		–46	–2	225	3.4
П-6	Кварц	–37	–4.9	260	7.7
П-6		–36	–5.5	270	8.6
П-6		–37.7	–4.5	260	7.2

Таблица 4. Коэффициенты формул хлоритов ($O = 14$) и температуры, рассчитанные по хлоритовому геотермометру (Котельников и др., 2012)

№ п/п	№ обр.	Fe	Mn	Mg	Al ^{общ.}	Si	Сумма	Al ^{IV}	$T, ^\circ\text{C}$
1	zk-43-1-7	4.03	0.04	0.37	2.78	2.70	9.91	1.30	275
2	zk-43-2-8	1.92	0.03	2.75	2.51	2.77	9.98	1.23	262
3	zk-43-2-9	2.13	0.00	2.62	2.59	2.68	10.02	1.32	277
4	zk-43-3-12	2.17	0.00	2.49	2.53	2.77	9.96	1.23	261
5	zk-43-4-4	2.04	0.00	2.47	2.61	2.79	9.91	1.21	258

Примечание. Al^{общ.} – общее содержание алюминия; Al^{IV} – количество алюминия в тетраэдрической координации.

карбонат непосредственно ассоциирует с золото-теллуридной минерализацией, можно сделать вывод, что теллуриды образовывались при близкой температуре. В дальнейшем, для расчета изотопного состава серы в H_2S равновесного флюида и фугитивности теллура и серы используется значение – 225°C, как наиболее вероятная температура рудообразования.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И КИСЛОРОДА

Изотопные составы серы в пирите имеют значения от 0.9 до 4.5‰. Расчет изотопного состава серы в H_2S равновесного флюида для температуры 225°C, проведенный согласно уравнению, опубликованному в работе (Ohmoto, Rye, 1979), показывает значения от –0.1 до 2.9‰ (табл. 5).

Изотопный состав кислорода в кварце был определен по валовому составу. Значения $\delta^{18}O$ в рудном кварце попадают в узкий интервал 12.5–13.6‰. Расчет изотопного состава кислорода в

равновесном флюиде, проведенный для температуры 285°C, показал интервал значений $\delta^{18}O = 5.0–6.1‰$ (см. табл. 5).

ОЦЕНКА ФУГИТИВНОСТИ СЕРЫ И ТЕЛЛУРА

Диаграмма в координатах $\log f_{Te_2} - \log f_{S_2}$, полученная с использованием термодинамических данных о сульфидах и теллуридах (Afifi et al., 1988; Cabri, 1965), широко применяется для оценки фугитивности Te и S, на основе анализа условий отложения минеральных ассоциаций (Pals et al., 2003; Shackleton et al., 2003; Cepedal et al., 2006; Plotinskaya et al., 2006). Исходя из анализа этой диаграммы, можно ограничить поле устойчивости наблюдаемой в рудах Пионерского месторождения ассоциацией теллуридов Au–Ag–Pb–Bi (калаверит, самородное золото, алтаит, галенит, теллуировисмутит и гессит) (фиг. 9).

Выявленная последовательность отложения рудных минеральных ассоциаций позволяет на-

Таблица 5. Изотопные составы серы в пирите и кислорода в кварце участка Надежда и Пионерский

№ проб	Объект	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}_{\text{фл.}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{фл.}}$, ‰
Zk-20-2	Участок Надежда	Пирит	0.9	−0.7		
Zk-32			1.0	−0.6		
Нд-3			4.5	2.9		
П-4	Пионерский участок		1.5	−0.1		
П-3			1.5	−0.1		
Пк-10			1.5	−0.1		
Пн-7			2.2	0.4		
Zk-21	Участок Надежда	Кварц			12.7	5.2
Нд-2					12.7	5.2
Нд-3					13.2	5.7
Пи-24	Пионерский участок				12.8	5.3
Пи-27					13.1	5.6
Пи-27-1					13.0	5.5
Пи-29					12.5	5.0
Пи-3					12.7	5.2
Пи-34					13.6	6.1

Примечание. $\delta^{34}\text{S}_{\text{фл.}}$ — изотопный состав серы в H_2S равновесного флюида рассчитан для температуры 225°C. $\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида рассчитан для $T = 285^\circ\text{C}$.

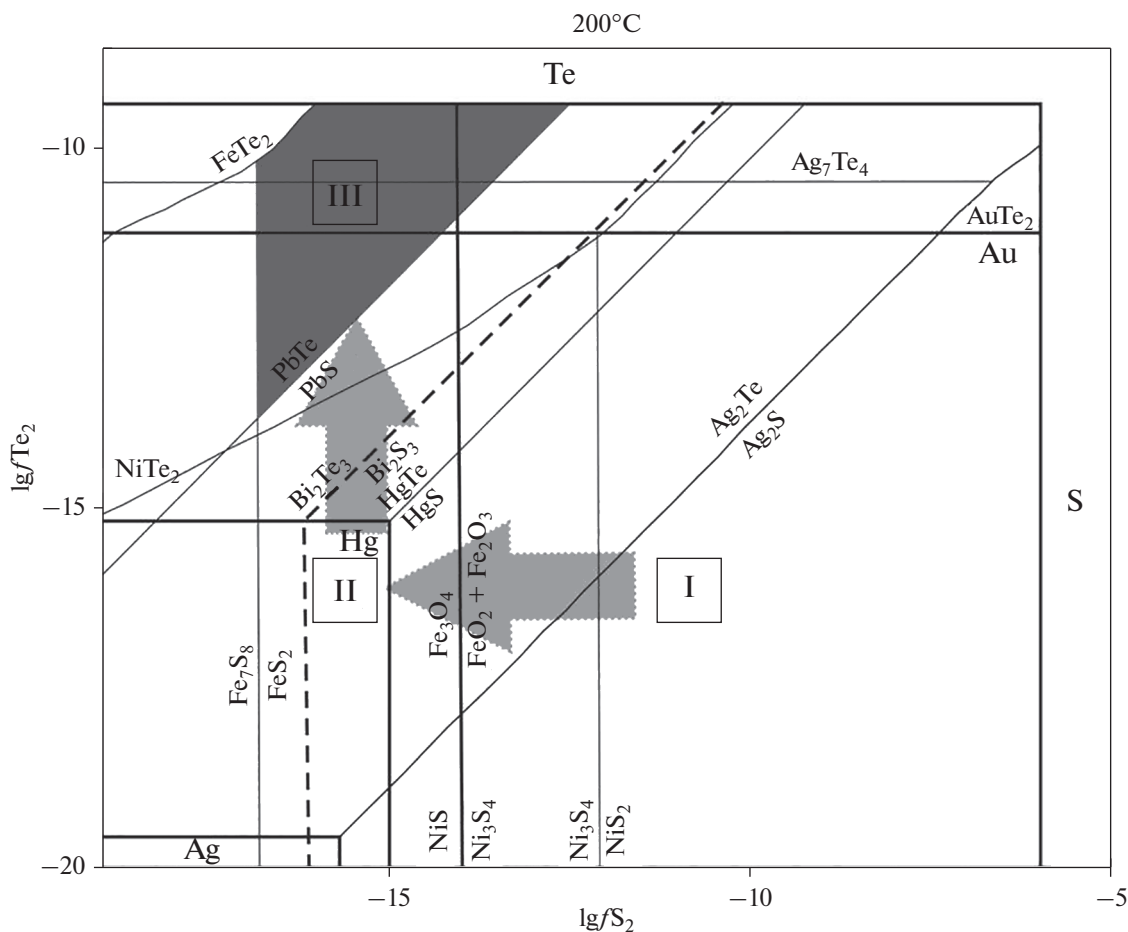
блюдать изменения значений фугитивности серы и теллура в ходе формирования руд. Так, на ранней стадии происходило отложение кварца и пирита без примесей других рудных минералов, что говорит об относительно высокой фугитивности серы. В дальнейшем эта величина снижалась, о чем свидетельствует появление сульфосолей и пирротина в составе кварц-полисульфидной ассоциации. На поздней стадии отложения сульфидов не происходило, но осаждались теллуриды, что говорит о низкой фугитивности серы и повышении фугитивности теллура. Область фугитивности серы на поздней золото-теллуридной стадии ограничена линией равновесия пирит-пирротин, что соответствует значению $f\text{S}_2 = -17$. Тогда как фугитивность теллура ограничивается линиями равновесия галенит–алтаит, самородный теллур–гессит, алтаит. Значения $f\text{Te}_2$ попадают в интервал $-9.5...-13.8$ логарифмических единиц.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерной чертой месторождения Пионерское, отличающей его от окружающих месторождений-аналогов, является широкое развитие минералов теллуридной ассоциации. Теллур считается мантийным элементом, а теллуриды являются типичными минералами плутоногенно-гидротермальных, эпитеpmальных и порфириковых месторождений, формирующихся преимущественно

на конвергентных границах плит — активных континентальных окраинах островодужного и андийского типов (Hart, 2007; Hart et al., 2000; Lang, Baker, 2001; Lang et al., 2000; Thompson et al., 1999). Происхождение месторождений указанных типов генетически связывается с надсубдукционными магматическими расплавами. В орогенных месторождениях золота теллуриды также присутствуют (Kelley et al., 1998, Shackleton et al., 2003, Bi et al., 2011, Vielreicher et al., 2016; Wang et al., 2020 и др.). Считается, что появление теллуридов в рудах орогенных месторождений свидетельствует о магматогенном происхождении рудообразующих флюидов (Spence-Jones et al., 2018).

Существуют две основные гипотезы формирования орогенных месторождений золота. Согласно одной из них, источником энергии и вещества являются глубинные синколлизационные расплавы, флюид которых может содержать примесь метаморфогенных вод и компонентов вмещающего субстрата (Бортников, 2007; Бортников и др., 1996; Горячев и др., 2008; Bi et al., 2011; Wang et al., 2020). Другая гипотеза — модель метаморфической деволатилизации, согласно которой рудообразующий флюид возникает в результате дегазации и дегидратации вмещающих пород при метаморфизме (Phillips, Powell, 2010; Groves et al., 2020). Источником рудообразующих компонентов в таком случае является вмещающий субстрат. В силу высокого коэффициента распределения золота и сопутствующих элементов во



Фиг. 9. Диаграмма логарифмов фугитивности Te и S для $T = 200^\circ\text{C}$ (Affifi et al. и др. 1988). Серое поле показывает область $f\text{Te}_2$ при отложении минералов теллуридной ассоциации Пионерского месторождения. Стрелками показаны тренды изменения фугитивности серы и теллура при отложении минералов разных стадий (стадии показаны римскими цифрами: I – кварц-пиритовая, II – кварц-полисульфидная, III – золото-теллуридная).

флюидную фазу, отделяющийся метаморфогенный флюид обогащается рудными компонентами. Часть компонентов может захватываться вмещающими породами в ходе миграции флюида.

Следует отметить, что флюид, отлагавший руды Пионерского месторождения, не содержит углекислоту, а является малосолёным водным флюидом. Это отличает его от флюида, из которого образовались большинство типичных орогенных месторождений, залегающих в метаморфизованных толщах и который всегда содержит углекислоту, а нередко метан и азот (Бортников, 2007; Бортников и др., 1996; Горячев и др., 2008; Phillips, Powell, 2010; Groves et al., 2020). Состав флюида также отличается от того, что образовал золоторудные месторождения, связанные с интрузивным гранитоидным магматизмом (intrusion-related gold deposits): в отложении минералов важную роль сыграли водноуглекислотные флюиды с повышенной солёностью (Hart, Goldfarb, 2004a; Vikent'eva et al., 2017, 2018). Однако водно-соле-

вые флюиды с низкой до умеренной солёности были выявлены во флюидных включениях в минералах поздних стадий некоторых орогенных месторождений (Бортников, 2007; Бортников и др., 1996).

Величины $\delta^{34}\text{S}$, равные $+0.9\text{‰}$ – $+4.5\text{‰}$, в сульфидах из руд Пионерского месторождения близки к значениям, характерным для магматической ($\delta^{34}\text{S} = -3$ до $+5\text{‰}$) или мантийной ($\delta^{34}\text{S} = -3$ до $+2\text{‰}$) серы (Ohmoto, Rye, 1979). Они соответствуют значениям изотопного состава серы других орогенных месторождений золота в обрамлении Гарганской “глыбы” (Миронов, Жмодик, 1999), что свидетельствует о едином источнике серы. Главным источником серы считаются породы офиолитового комплекса, содержащие реликты древних субмаринных сульфидных руд (отложений “чёрных курильщиков»), развитые в вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации и имеющие идентичные значения $\delta^{34}\text{S}$ (~ 0 – 4‰) (Дамдинов и др., 2019). Фрагменты

офиолитовых пород (лиственитизированных ультрабазитов) присутствуют и в рудном поле Пионерского месторождения (уч. Надежда). В то же время, близкие значения изотопного состава серы характерны и для руд плутоногенно-гидротермальных месторождений (Seal et al., 2006).

Значения изотопного состава кислорода в кварце соответствуют таковому для золото-кварцевых орогенных месторождений с теллуридами (Wang et al., 2020). В то же время, изотопный состав кислорода в рудном кварце Пионерского месторождения близок к составу древних метатерригенных пород, входящих в состав “Гарганской глыбы” — фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Овчинникова и др., 2009), которые в данном случае являются рудовмещающим субстратом. Расчет равновесного изотопного состава флюида для температуры 285°C, согласно уравнению (Sharp et al., 2016), показывает значения $\delta^{18}\text{O}$, равные +5.0...+6.1‰, которые близки к величинам $\delta^{18}\text{O}$ +5.0 до +9.5‰, типичным для магматогенного флюида (Hoefs et al., 2009). Незначительное обогащение легким изотопом ^{16}O , возможно, обусловлено тем, что в близповерхностных условиях эти флюиды смешивались с небольшим количеством метеорных вод, что привело к некоторому “облегчению” изотопного состава кислорода во флюиде (до значений менее 6‰). Это предположение кажется вероятным, так как наряду с общим снижением *PT*-параметров рудообразующей системы происходило снижение общей солёности флюида от 8–10 (в кварце I) до 3–4 мас. % экв. NaCl (в позднем карбонате) и температур минералообразования (от 285 до 225°C).

Влияние вмещающих пород на состав оруденения отмечается в минералого-геохимических характеристиках руд. Так, в кварцевых жилах из лиственитов появляются Ni- и Co-содержащие минералы, характерные для ультрабазитов — герсдорфит, пентландит, кобальтин, аллоклазит, тогда как в жилах, залегающих в гранитогнейсах, присутствуют молибденит и минералы висмута, то есть минералы, характерные для плутоногенных месторождений. Наличие сосуществующих теллуридов Bi и Ni может свидетельствовать о том, что рудообразующий флюид взаимодействовал как с породами гранитоидного состава (гранитогнейсы), так и с базит-ультрабазитами. Такие породы на месторождении известны — это вмещающие гранитогнейсы и блоки лиственитизированных ультрабазитов. Как показано предшественниками, рудовмещающие архейские гранитогнейсы и амфиболиты Гарганской “глыбы”, а также породы офиолитового комплекса Восточного Саяна, относительно обогащены золотом (Гребенщикова, Шмотов, 1997; Жмодик и др., 2008). К сожалению, данные о концентрациях

теллура в этих породах отсутствуют. Нами в единичных пробах гранитогнейсов из рудного поля Пионерского месторождения определены содержания до 2 г/т теллура. Известно, что теллур — редкий элемент, кларк которого в верхней коре составляет 0.27 мг/т (Hu, Gao, 2008). Однако содержания теллура относительно высоки в базитовых породах, особенно в базальтах OIB, где они достигают 29 мг/т (Yi et al., 2000).

Таким образом, минералого-геохимические и изотопные данные свидетельствуют в пользу магматогенной природы рудообразующих флюидов, сформировавших Пионерское месторождение. Их происхождение, возможно, связано с наличием глубинного магматического очага в период формирования месторождения. Косвенным признаком существования такого очага является присутствие редких даек базитов, залегающих вблизи рудных зон. Возраст этих даек неизвестен, однако их залегание субсогласно с простиранием золотоносных жильных зон (см. фиг. 1). Взаимодействие первичного магматогенного флюида с вмещающими породами, содержащими повышенные концентрации золота и, возможно, теллура, привело к дополнительному обогащению руд этими элементами и формированию небольшого по запасам, но богатого по содержаниям золота месторождения с широким спектром минералов теллуридной ассоциации.

Магматогенная природа рудообразующих флюидов обусловила обогащение руд теллуридами по сравнению с месторождениями-аналогами, залегающими в идентичной геологической обстановке — Владимирским и Барун-Холбинским, где теллуридные минералы в рудах практически отсутствуют, либо встречаются в виде мелких единичных микровключений (Гордиенко и др., 2016).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерной особенностью руд Пионерского золото-кварцевого месторождения является большое разнообразие теллуридов, среди которых диагностированы: алтаит, петцит, калаверит, мелонит, теллуровисмутит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, волинскит, цумоит. В рудах установлены три разновременные минеральные ассоциации, соответствующие разным стадиям рудообразующего процесса: кварц-пиритовая, кварц-полисульфидная и золото-теллуридная. Количество преобладающее в рудах высокопробное самородное золото II с пробностью 940–970‰ ассоциирует с теллуридными минералами, тогда как редко встречающееся низкопробное самородное золото I, (пробность около 700‰) связано с сульфидами кварц-полисульфидной ассоциации.

Формирование месторождения происходило в низкотемпературных условиях. Так, ранняя

кварц-пиритовая ассоциация отлагалась при температуре 285–255°C, золототеллуридная ассоциация — при температуре 227–225°C. Общая солёность флюидов снижалась от 7.7–9.9 мас. % экв. NaCl в раннем кварце I до 3.2–3.4 мас. % экв. NaCl в позднем карбонате. В солевом составе преобладали хлориды Mg, Fe с примесью Ca, Na и K. В ходе формирования минеральных ассоциаций снижалась фугитивность серы, но повышалась фугитивность теллура (от –13.8 до –9.5 *f*Te).

Минералого-геохимические и изотопные особенности Пионерского золотокварцевого месторождения свидетельствуют в пользу того, что формирование оруденения происходило за счет магматогенных флюидов, где дополнительным источником вещества являлись вмещающие породы — архейские гранитогнейсы с прослоями амфиболитов и мигматитов, содержащие фрагменты пород офиолитовой ассоциации.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность аналитикам, перечисленным в разделе “Методы исследований”, а также главному геологу ПАО “Бурятзолото” Г.Б. Шуляку. Авторы признательны анонимным рецензентам за критику ранней версии рукописи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН при финансировании Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект №АААА-А21-121011390003-9), при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант №18-05-00489а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Колосницина Т.Н., Лепин В.С., Солодянкина В.Н., Снытко А.В. Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 402–405.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 3. С. 238–257.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Гордиенко И.В., Рошкетаяев 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 руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Горячев Н.А. Благороднометалльный рудогенез и мантйно-коровое взаимодействие // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 323–332.
- Гребенщикова В.И., Шмотов А.П. Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 756–764.
- Громова Е.И. Вещественный состав руд одного золоторудного месторождения в восточном Саяне // Матер. по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. Иркутск: Иркутское книжное издательство, 1960. С. 79. 144с.
- Дамдинов Б.Б. Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 2. С. 23–38.
- Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б. Зун-Оспинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): особенности геологического строения, состав руд и генезис // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 3. С. 274–300.
- Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Горячев Н.А. Новые данные о возрасте золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна // ДАН. 2018. Т. 479. № 5. С. 532–535.
- Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Карманов Н.С. и др. Минералого-геохимические признаки полигенности самородного золота золоторудного месторождения Восточного Саяна // ДАН СССР. 1989. Т. 308. № 3. С. 703–707.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2008. 304 с.
- Золото Бурятии. Структурно-металлогеническое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка. Авт. Рошкетаяев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 460 с. Кн. 1.
- Корольков А.Т. Геодинамические особенности металлогенических формаций золоторудных районов // Изв. Сиб. отд-ния секции наук о земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2007. Т. 31. № 5. С. 5–17.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Шекина Т.И., Калинин Г.М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник Отделения наук о Земле РАН, 2012. Т. 4.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебай-

кальский и раннекаледонский этапы. М: Изд-во Пробел-2000, 2004. 192 с.

Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К., Ковач В.П., Сергеева Н.А. Источники гранитоидов Тувино-монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 613–622.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. Москва: Научный мир, 2002. 176 с.

Феофилактов Г.А. Минеральные ассоциации и особенности вещественного состава руд месторождений золота одного из районов Восточного Саяна // Матер. по геологии и полезн. иск. Бур. АССР, 1969. Вып. 12. С. 19–34.

Хубанов В.Б., Долгобородова К.Д., Дамдинов Б.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Пространственно-временные соотношения габброидов и гранитоидов сумсунурского комплекса в пределах Холбинского золоторудного узла (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещания. Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 281–282.

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. thermochemical data and calculated equilibria // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 377–394.

Bi S.J., Li W., Li Z.K. Gold distribution in As-deficient pyrite and telluride mineralogy of the Yangzhaiyu gold deposit, Xiaolinling district, southern North China craton // Miner. Deposita. 2011. V. 46. № 8. P. 925–941.

Baker T., Lang J.R. Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, 627 Tombstone tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada // Miner. Deposita. 2001. V. 36. P. 477–489.

Biagioni C., George L., Cook N. et al. The tetrahedrite group: nomenclature and classification // American Mineralogist. 2020. V. 105. P. 109–122.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // De Vivo B., Frezzotti M.L. (ed.) Fluid inclusions in minerals: methods and application. Pontignino - Siena, 1994. P. 117–130.

Cabri L.J. Phase relations in the Au–Ag–Te system and their mineralogical significance // Econ. Geol. 1965. V. 60. P. 1569–1606.

Cepedal N.J. Tellurides, selenides and Bi-mineral assemblages from the Río Narcea Gold Belt, Asturias, Spain: Genetic implications in Cu–Au and Au skarns // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 87. № 3. P. 277–304.

Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 48–102.

Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geol. Rev. 2001. V. 18. P. 1–75.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. 1998. V. 13. P. 7–27.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 1–29.

Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // Miner. Deposita. 2020. V. 55. P. 275–292.

Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // Goodfellow W.D. (ed.) Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geol Assoc Canada, Mineral Deposits Division, Spec Publ, 2007. V. 5. P. 95–112.

Hart C.J., Baker T., Burke M. New exploration concepts for country-rock-hosted, intrusion-related gold systems: Tintina gold belt in Yukon // The Tintina Gold Belt: concepts, exploration and discoveries; British Columbia and Yukon Chamber of Mines. Vancouver, BC, Canada, 2000. Volume 2, pp. 145–172.

Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L. The Northern Cordillera Mid-Cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/Magnetite-Series Granitoids and Intrusion-Related Mineralisation. Resource Geology. 2004. V. 54. № 3. P. 253–280.

Hart, C.J.R., Goldfarb, R.J., Lewis, L.L. and Mair, J.L. 2004a. The Northern Cordillera Mid-Cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/Magnetite-Series Granitoids and Intrusion-Related Mineralisation. Resource Geology 54.253–280

Hoefs J. **Stable Isotope Geochemistry** (sixth ed.), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2009, p. 285.

Hu Z., Gao S. Upper crustal abundances of trace elements: a revision and update // Chem. Geol. 2008. V. 253. P. 205–221.

Kelley K.D., Romberger S.B., Beat, D.W., Pontius J.A., Snee L.W., Stein H.J., Thompson T.B. Geochemical and geochronological constraints on the genesis of Au–Te deposits at Cripple Creek, Colorado // Econ. Geol. 1998. V. 93. 981–1012.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. 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 Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 311–325.

Kouhestani H., Rashidnejad-Omran N., Rastad E., Mohajjel M., Goldfarb R.J., Ghaderi M. Orogenic gold mineralization at the ChahBagh deposit, Muteh gold district, Iran // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 91. P. 89–106.

Kuzmichev A.B. Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt // A. Kröner (ed.). Composition and evolution of Central Asian Orogenic Belt. Stuttgart: Borntraeger Science Publishers, 2015. P. 66–92.

Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Miner. Deposita. 2001. V. 36. P. 477–489.

- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion-related gold systems. Society of Economic Geologists Newsletter. 2000. 40 (1). P. 6–15.
- Muelle A.G. Structure, alteration, and geochemistry of the Charlotte quartz vein stockwork, Mt Charlotte gold mine, Kalgoorlie, Australia: time constraints, down-plunge zonation, and fluid source // *Miner. Deposita*. 2015. V. 50. P. 221–244.
- Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon in geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Wiley and Sons, 1979. 434 p.
- Pals D.W., Spry P.G., Chryssoulis S. Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: implications for gold distribution and deposition // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 479–493.
- Phillips G.N., Powell R. Formation of gold deposits – a metamorphic devolatilization model // *J. of Metamorphic Geology*. 2010. V. 28. P. 689–718.
- Plotinskaya O.Y., Kovalenker V.A., Seltsmann R., Stanley C.J. Te and Se mineralogy of the Kochbulak and Kairagach high-sulfidation epithermal gold telluride deposits (Kurama Ridge, Middle Tien-Shan, Uzbekistan) // *Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 87. № 3–4. P. 187–207.
- Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Rev. Mineral. Geochem.* 2006. V. 61. P. 633–677.
- Shackleton J.M., Spry P.G., Bateman R. Telluride mineralogy of the Golden Mile deposit, Western Australia // *Can. Mineral.* 2003. V. 41. P. 1503–1524.
- Sharp Z.D., Gibbons J.A., Maltsev O., Atudorei V., Pack A., Sengupta S., Shock E.L., Knauth L.P. A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the $\text{SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ system and applications to natural samples // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 186. P. 105–119.
- Spence-Jones C.P., Jenkin G.R.T., Boyce A.J., Hill N.J., Sangster C.J.S. Tellurium, magmatic fluids and orogenic gold: an early magmatic fluid pulse at Cononish gold deposit, Scotland // *Ore Geol. Rev.* 2018. V. 102. P. 894–905.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Miner Deposita*. 1999. V. 34. P. 323–334.
- Vielreicher N.M., Groves D.I., McNaughton N.J. The giant Kalgoorlie Gold Field revisited // *Geoscience Frontiers*. 2016. V. 7. P. 359–374.
- Wang D., Zhen S., Liu J., Carranza E.J.M., Wang J., Zha Z., Li Y., Bai H. Mineral paragenesis and hydrothermal evolution of the Dabaiyang tellurium-gold deposit, Hebei Province, China: Constraints from fluid inclusions, H–O–He–Ar isotopes, and physicochemical conditions // *Ore Geol. Rev.* 2020. 130:103904. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103904>
- Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V. The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 91. P. 837–863. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.018>
- Vikent'eva O. V., Prokofiev V. Yu., Gamyagin G. N., Goryachev N. A., Bortnikov N. S. Intrusion-Related Gold-Bismuth Deposits of North-East Russia: PTX Parameters and Sources of Hydrothermal Fluids // *Ore Geol. Rev.* 2018. 102. P. 240–259.
- Yi W., Halliday A.N., Alt J. ., Lee D.C., Rehkamper M., Garcia M.O., Su Y.J. Cadmium, indium, tin, tellurium, and sulfur in oceanic basalts: implications for chalcophile element fractionation in the Earth // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 18927–18948.