

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. Н. Л. ДОБРЕЦОВА СИБИРСКОГО
ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



ИЗВЕКОВА АЛЕКСАНДРА ДМИТРИЕВНА

**ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-
КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ
САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ
ПИОНЕРСКОГО И КЕДРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ)**

1.6.10 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
д. г. –м.н. Дамдинов Б.Б.

Улан-Удэ – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	11
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАССМАТРИВАЕМЫХ РЕГИОНОВ	15
2.1. Геологическое строение Окинского рудного района	16
2.2. Геологическое строение Муйского золоторудного района	20
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ РУД И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПИОНЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	27
3.1. Геологическое строение Пионерского месторождения	27
3.2. Минеральный состав руд Пионерского месторождения	31
3.3. Минеральные ассоциации Пионерского месторождения	43
3.4. Химический состав руд Пионерского месторождения	46
3.5. P-T условия рудообразования Пионерского месторождения	49
Оценка фугитивности теллура и серы.....	52
3.6. Изотопный состав серы, кислорода и свинца Пионерского месторождения.	54
ГЛАВА 4. ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЕДРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	56
4.1. Геологическое строение Кедровского месторождения	56
4.2.1. Жила Осиновая	64
4.2.2. Жила Баргузинская	71
4.3 Минеральные ассоциации Кедровского месторождения	75
4.4. Геохимия руд Кедровского месторождения	78
4.5. Изотопный состав серы, кислорода и углерода Кедровского месторождения	82
4.6. P-T условия образования руд: флюидные включения, минеральная и изотопная геотермометрия.	85
ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЯ ПИРИТОВ КЕДРОВСКОГО И ПИОНЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ	88
ГЛАВА 6. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ПИОНЕРСКОГО И КЕДРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ	93

6.1. Генезис Пионерского месторождения.....	93
6.2. Генезис Кедровского месторождения	96
6.3 Модель образования изученных золото-кварцевых месторождений.....	100
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	109
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	111
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	127

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Золото-кварцевые месторождения широко распространены и составляют значительную долю мировых запасов золота. Крупные объекты этого типа известны в США, Австралии, Канаде, России, Китае, Казахстане и других регионах мира. Согласно современной классификации они относятся к орогенным месторождениям, однако мнение об источниках вещества и физико-химических условиях образования являются предметом дискуссий. Это обусловлено формированием золото-кварцевых месторождений в различных геологических обстановках. Такие месторождения часто возникают вне видимой связи с магматическими процессами, при этом состав руд золото-кварцевых месторождений зачастую не зависит от состава вмещающих пород. Традиционные геолого-структурные и минералого-геохимические методы исследования не позволяют окончательно прояснить генезис золото-кварцевых месторождений, поскольку близкие по морфологии и составу руды могут формироваться в различных геолого-тектонических условиях, за счет различных источников. Поэтому, одной из главных проблем является выявление источников рудообразующих гидротермальных растворов, а также золота и элементов-спутников. Кроме того, к существующим генетическим моделям золото-кварцевых месторождений добавляются все новые. Рассматриваемые в работе Пионерское и Кедровское месторождения относятся к золото-кварцевому типу а также схожи по геолого-структурным признакам: оба залегают в крупных фрагментах фундамента микроконтинентов (Гарганская и Муйская глыбы), у них близки по составу вмещающие породные комплексы и характер околожильных изменений, однако минералого-геохимические характеристики руд и некоторые другие характеристики – отличаются, что вызвало необходимость комплексного исследования руд этих месторождений для сравнительного анализа и создания модели их формирования.

Цель исследований: создание генетической модели золото-кварцевых месторождений, локализованных в кристаллическом фундаменте докембрийских

микроконтинентов Саяно-Байкальской складчатой области, на примере Пионерского и Кедровского месторождений

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Изучение геологического положения золотоносных кварцевожильных зон Пионерского и Кедровского месторождений;
2. Минералого-геохимическое изучение руд и вмещающих пород рассматриваемых месторождений;
3. Термобарогеохимические исследования флюидных включений в жильных минералах;
4. Изотопные и геохронологические исследования;
5. Обобщение и интерпретация полученных данных, создание геолого-генетической модели формирования изученных золото-кварцевых месторождений.

Научная новизна

Впервые охарактеризованы особенности химического состава рудных минералов и самородного золота Пионерского и Кедровского месторождений, обнаружены минеральные виды, ранее не диагностированные в рудах изученных месторождений. Установлена общая последовательность отложения рудных минералов в кварцевых жилах. Впервые, на основе термобарогеохимии, изотопной и минеральной геотермометрии, определены физико-химические параметры рудоотложения. Исследования изотопного состава S, O, Pb и C позволили сделать выводы об источниках вещества и происхождении рудообразующих флюидов. Предложена новая модель формирования Пионерского и Кедровского золото-кварцевых месторождений.

Практическая значимость

Предложенные геолого-генетические модели золото-кварцевых месторождений могут быть использованы в прогнозно-металлогенических исследованиях на золото в складчатых областях. Полученные новые данные по минеральному составу руд могут найти применение при модернизации методик

обогащения руд, а также позволяют предусмотреть возможность извлечения из руд, помимо золота и серебра, примесных компонентов (Co, Ni, Bi, Sb, Sn, Te).

Личный вклад автора состоит в непосредственном участии во всех этапах работ. Проведен сбор и анализ фондовой и опубликованной литературы по геологическому строению изучаемых и сопряженных территорий. В ходе полевых работ на рассматриваемых месторождениях проводились геологические наблюдения взаимоотношений кварцевых жил с вмещающими породами, сопровождающиеся отбором образцов руд штучным способом в поверхностных и подземных горных выработках. На основе полученного каменного материала была изучена коллекция шлифов и аншлифов, обработаны и интерпретированы результаты химико-аналитических исследований и изотопного анализа S, O, Pb, C. Автором проведены термобарогеохимические исследования флюидных включений, изотопная и минеральная термобарометрия. Полученный в ходе исследований материал, позволил автору сделать выводы об условиях образования и предложить новую модель образования изученных месторождений.

Защищаемые положения:

1. Пионерское золото-кварцевое месторождение характеризуется широким развитием теллуридных минералов в ассоциации с высокопробным самородным золотом, которые формировались в относительно низкотемпературных ($225 - 227^{\circ}\text{C}$) близповерхностных условиях $P \sim 115$ бар;
2. Кедровское золоторудное месторождение формировалось в среднетемпературных ($306-396^{\circ}\text{C}$) и относительно высокобарических ($P=1044 - 2856$ бар) условиях. Осиновая и Баргузинская жилы Кедровского месторождения различаются по минеральному составу, пробности самородного золота и P-T условиям рудоотложения, вследствие разной глубинности формирования жил.
3. Золото-кварцевые месторождения в докембрийских комплексах Саяно-Байкальской складчатой области формировались за счет магматогенного

флюида с частичным заимствованием компонентов вмещающих пород с отложением жильного вещества в трещинах и зонах дробления.

Публикации и апробация работы

По теме диссертации автором опубликовано 10 научных работ, в том числе 4 статьи в рецензируемых журналах, входящих в список ВАК. Материалы диссертационной работы докладывались на следующих конференциях:

V Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике, ГИН СО РАН, Улан-Удэ, 2019 г, Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ РАН, Москва, 2020 г, Строение литосферы и геодинамика, ИЗК СО РАН Иркутск, 2021 г, Байкальская молодёжная конференция по геологии и геофизике, ГИН СО РАН, Улан-Удэ, 2021 г, Новое в познании процессов рудообразования, ИГЕМ РАН, Москва, 2021 г, II Молодежная научно-образовательная конференция ФГБУ "ЦНИГРИ" минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов - от прогноза к добыче, ЦНИГРИ, Москва, 2022.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения. Содержит 135 страниц печатного текста, 13 таблиц, 34 рисунка и 4 приложения. Список литературы включает 132 источника.

Фактический материал и методы исследования

В ходе полевых работ (2018-2020 г) на рассматриваемых месторождениях проводились геологические наблюдения взаимоотношений кварцевых жил с вмещающими породами, сопровождающиеся отбором образцов штучным способом. Исследования и пробоотбор проводились в поверхностных и подземных горных выработках. На основе образцов была просмотрена коллекция шлифов (56 шт.) и аншлифов (152 шт.). Также была использована коллекция образцов, предоставленная ООО «Артель старателей западная» в количестве 12 обр. На Пионерском месторождении опробование проводилось в карьерах на участках Пионерском и Надежда, часть образцов с уч. Надежда была отобрана из штольни №1. На Кедровском месторождении геологические наблюдения и отбор проб каменного материала проводились по жилам Осиновая, Баргузинская из штолен на

разных гипсометрических горизонтах (гор. 960, 937, 890, 862, 814, 812, 750, 382,5, 273, 236), что позволило изучить минералогическую и геохимическую зональность. Всего с двух месторождений было отобрано 203 пробы, по которым были проведены минералого-петрографические и химико-аналитические исследования.

Изучение петрографических шлифов и аншлифов проводилось на поляризационных микроскопах Olympus BX51 и Поляр-3. Химический состав рудных минералов исследовался в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе ЭДС-РСМА Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой для рентгеноспектрального анализа Inca-Energy, (аналитики С. В. Канакин и Е. А. Хромова). Содержания петрогенных компонентов определены силикатным методом, примесных элементов с помощью рентгено-флюоресцентного анализа. Содержания золота и серебра в породах и рудах определялись методами химико-спектрального анализа в ЦКП «Геоспектр» 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, г. Новосибирск (аналитик Колмогоров Ю. П.). Изотопный состав серы определен в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН с использованием газового масс-спектрометра Finnigan MAT Delta в режиме двойного напуска (г. Новосибирск, аналитик В.Н. Реутский,). Значения $\delta^{34}\text{S}$ приведены в промилле (‰) относительно стандарта CDT. Изотопный состав кислорода в кварце и углерода в карбонате определен в ЦКП «Геоспектр» 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 $\pm 0.1-0.3\%$ при 95% доверительном уровне. Содержание состав элементов примесей в рудах определен методом РФА-СИ в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, (аналитик Колмогоров Ю. П.) Измерения изотопного состава Pb проводились на 9-коллекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS) NEPTUNE, аналитик Чугаев А.В. подробное описание методики дано в работе (Чугаев и др.,2019).

Исследование индивидуальных флюидных включений (ФВ) выполнялось методами термометрии, криометрии и спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР-спектроскопии). Для определения температур общей гомогенизации, температур эвтектики и плавления льда водных растворов и гомогенизации сжиженных газов использовалась микротермокамера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений температур от -196 до +600°C. Стандартная аппаратная ошибка измерений составляет ± 0.1 в отрицательной и $\pm 5^\circ\text{C}$ в положительной области температур. Приблизительную оценку содержания солей во включениях определяли по температуре плавления льда, используя двухкомпонентную водно-солевую систему (NaCl-H₂O) через эквивалент хлорида натрия (Реддер, 1987). Преобладающая соль в водном растворе включений определялась по температуре эвтектики, характеризующей водно-солевую систему (Bodnar, Vityk, 1994).

Состав газовой фазы индивидуальных ФВ определен на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 в РЦ «Геомодель», НП СПбГУ, аналитик В.Н. Бочаров, при 50- кратном увеличении объектива. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000-100 см⁻¹. Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514.5 нм с мощностью 1-50 мВт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталоу (520.7 см⁻¹). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 10 сек с количеством повторов от 2 до 15.

Микропримеси в пиритах определялись методом лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700x и лазерной приставкой New Wave Research UP-213 (аналитик Артемьев Д.А.)

Благодарности

Автор выражает благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Дамдинову Б. Б., за всестороннюю помощь при написании данной диссертации, аналитикам, перечисленным в разделе «Методы исследований», к.г.-м.н. Дамдиновой Л.Б., Москвитиной М. Л., Ташлыкову В.С., Бунаеву А.Е, главному геологу ПАО

«Бурятзолото» Г. Б. Шуляку. Автор признателен артели старателей Западная, в частности главному геологу А. А. Хромову за предоставленные материалы. Особая благодарность д.г.-м.н. А. А. Цыганкову, акад. д.г.-м.н. Н. А. Горячеву, д.г.-м.н. И. В. Викентьеву, к.г.-м.н. А. В. Чугаеву и д.г.-м.н. Жмодику С. М. за конструктивные замечания в процессе написания данной работы.

ГЛАВА 1. ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время не существует единой классификации золото-кварцевых месторождений, многие из имеющихся классификаций противоречат друг другу, по этой причине существуют затруднения в отнесении месторождений к какому либо типу. В разное время систематикой золоторудных месторождений занимались (Петровская, 1973; Фирсов, 1985; Константинов и др., 2000; Гамянин, 2001; Шило, 2002; Спиридонов и др., 2006; Горячев, 2006; Сидоров и др., 2011; Goldfarb, 2005; Goldfarb et al., 2015; Kerrich et al., 2000 и др.).

В отечественной геологии для типизации золоторудных месторождений применяется рудноформационный подход, в основу которого положено понятие “рудная формация”, объединяющая месторождения близкого минерального состава и геологического строения. По составу руд выделяются главные золоторудные формации – золотокварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, золото-сульфидная и др. (Константинов и др., 2000; Шер, 1974). Выделенные формации подразделены на минералого-геохимические типы. Золотокварцевая формация подразделяется на следующие геохимические типы: золото-железистый, золото-мышьяковый, золото-медно-цинковый, золото-серебряный, золото-серебряно-сурьмяный тип, золото-теллуровый, золото-висмутовый, золото-медно-никелевый типы (Петровская, 1973).

Согласно зарубежной классификации, золоторудные месторождения (по Kerrich et al., 2000) подразделяются на орогенные (Kalgoorlie gold field, Australia), месторождения, связанные с интрузиями (Fort Knox, Donlin Creek, USA), месторождения типа Карлин (Carlin Trend, USA), эпипетермальные месторождения, связанные с окраинно-континентальными и островодужными магматическими дугами (Cripple Creek, USA, Джульетта, Россия), золотосодержащие VMS и SEDEX сульфидные полиметаллические месторождения (Eskay creek, Canada), медно-золото-порфировые месторождения (Bingham, USA) и железоксидные медно-золотые месторождения (Olympic Dam, Australia).

В настоящее время золото-кварцевые месторождения относят к типу орогенных, формирующихся в аккреционно-коллизионных обстановках сжатия,

или на границах конвергентных 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 они охватывают интервал в более чем 3 млрд. лет: от раннего докембрия, до четвертичного периода (Goldfarb et al., 2001, 2014). Орогенные месторождения часто развиты в пределах докембрийских метаморфических комплексов (Goldfarb et al., 2005). В то же время эти месторождения могут различаться по источникам вещества и по физико-химическим условиям рудообразования.

Орогенные месторождения обычно приурочены к зонам пластичных и хрупко-пластичных деформаций, сдвигам, или антиклинальным куполам (Kerrich, 2000). Для орогенных месторождений характерны жильные тела, прожилки и линзы. Вмещающими породами обычно являются различные интрузивные и осадочные породы. Ассоциации металлов орогенных месторождений представлены в основном Au, Ag ± As, Sb, Te, W, Bi; Пробность золота орогенных месторождений в основном высокая и составляет 800–950%. Основные минералы околорудных пород представлены мусковитом, Ca-Fe-Mg карбонатами, хлоритом, альбитом, пиритом, турмалином. Температура образования руд на подобных месторождениях варьирует от 220 до 500°C, давление от 0.5 до 4 кбар. Рудные флюиды орогенных месторождений обычно малосоленые, водно-углекислотно-хлоридные, ±H₂S, CH₄, CO₂, ±N₂ состава. Изотопный состав кислорода флюида для них составляет δ¹⁸O = 6‰, - 12‰ (по Kerrich, 2000).

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), или модель развития орогенных месторождений в метаморфических террейнах (Goldfarb, Groves, 2015, Groves et al.,

2020). Согласно этим генетическим моделям, гидратированные и карбонатизированные породы зеленосланцевой фации, особенно метабазитовые породы, дегидратируют в условиях перехода от зеленосланцевой к амфиболитовой фации метаморфизма. В результате деволатилизации происходит появление CO₂-содержащего водного флюида, способного переносить S и Au. Повышенное содержание золота в растворе достигается за счет образования комплексных соединений различных элементов с серой и за счет слабокислотной буферизации H₂CO₃, близкой к оптимальному pH жидкости для растворимости золота. Миграция флюида осуществляется через зоны сдвига и/или зоны гидроразрыва в породах с низкой прочностью (Phillips, Powell, 2010, Goldfarb, Groves, 2015, Groves et al., 2020).

Альтернативной является магматогенно-гидротермальная модель, предполагающая поступление флюида и металлов, отделившихся от магматического источника. В рудообразование вовлекались флюиды разного состава, которые приносили в сферу минералообразования компоненты как магматического происхождения, так и извлеченные из вмещающих пород. Образование месторождений связывается с магматической активностью. Она обеспечивает различные механизмы генерации флюидов, включая непосредственное поступление компонентов из магматического очага, мобилизацию компонентов при дегидратации и декарбонатизации, вследствие контактового или контактово-регионального метаморфизма (Бортников, 2007; Mueller, 2015).

На основе исследования месторождений Ленского золотоносного района В. А. Буряком предложена модель метаморфогенно-гидротермального происхождения месторождений золота (Буряк, 1975; Буряк, Хмелевская, 1997). Согласно этой модели, формирование золотого оруденения крупнообъемных месторождений в черносланцевых толщах (Сухой Лог, Нежданинское и др.), происходило за счет метаморфизма ранее накопленных слабозолотоносных черносланцевых толщ с участием метаморфогенных флюидов. Причем

золотоносными являются продукты метаморфизма зеленосланцевой фации, тогда как метаморфизм более высоких степеней приводит к рассеянию золота.

В пределах исследуемого Окинского рудного района 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, 2018). 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 как в обрамлении, так и непосредственно локализуются в породах Гарганской «глыбы».

В пределах Муйского рудного района известные орогенные золото-кварцевые месторождения распространены в обрамлении Муйской «глыбы» - фрагмента фундамента Муйского микроконтинента (Добрецов, 1985; Добрецов и др., 1985). Они локализуются как в породах «глыбы», так и в породных комплексах островодужных и офиолитовых ассоциаций (Корольков, 2007). Наиболее крупные месторождения - Ирокиндинское и Кедровское (Плотинская и др. 2018).

Таким образом рассматриваемые месторождения схожи по геолого-структурным особенностям. Несмотря на множество публикаций по изучению данных месторождений геолого-генетические модели образования в настоящий момент отсутствуют.

Амалатский, ВК – Байкальский, GG – Гарганский, HD – Хамардабанский, КР – Купчинский, KR – Кичерский, ML – Малханский, MS – Муйский, OL – Ольхонский, PS – Протеросаянский, ST – Шутхулайский, YB – Яблоновый, ZG – Заганский; 4,5 – океанические террейны: верхнерифейские: IL – Ильчирский, KD – Кулиндинский, PR – Парамский; венд-раннекембрийские: KS – Хасуртинский; островодужные террейны: верхнерифейские: KL – Келянский, SR – Сархойский; венд-раннекембрийские: UV – Удино-Витимский, VK – Верхнехасуртинский (Джидинский), HS – Хамсаринский; девон-раннекарбонный: VN – Береинский (Северо-Агинский). Террейны турбидитовых бассейнов: средне-верхнерифейские: AN – Аргунский, BV – Бодайбинский, BD – Биту-Джидинский, BM – Бамбуйский, BR – Баргузинский, DU – Делюнуранский, KN – Куналейский, MM – Мамаканский, ОК – Олоkitский, SH – Шаманский, VV – Верхневитимский; венд-кембрийские: DN – Джидинский; Девон-раннекарбонные: AG – Агинский; девон-среднекарбонные: DR – Даурский. террейны аккреционного клина с преобладанием океанических пород: SL – Шилкинский.

2.1. Геологическое строение Окинского рудного района

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 (Гордиенко и др., 2014).

Сведения о геологическом строении и металлогении юго-восточной части Восточного Саяна достаточно широко освещены в литературе (Гордиенко и др., 2016; Дамдинов, 2018; 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 (рисунок 1). Вышеперечисленные крупные структурно-тектонические единицы формируют северную часть Тувино-Монгольского микроконтинента, в составе которого выделяются кристаллический фундамент, сложенный архейскими метаморфическими породами, фрагменты которого присутствуют в виде отдельных блоков, ранее называемых «глыбами» (Гарганская, Бутугольская и др.)

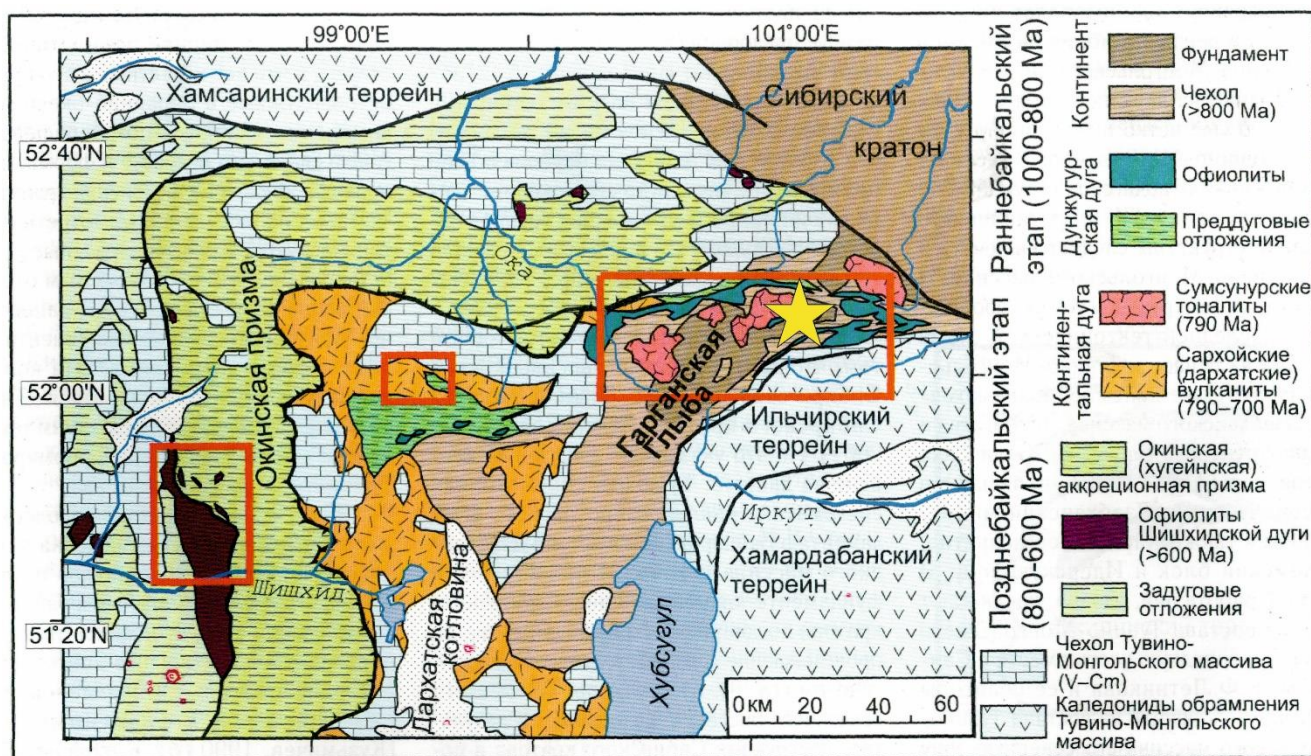


Рисунок 2. Схема тектонической зональности северной части Тувино-Монгольского массива (Кузмичев, 2004). Положение района Пионерского месторождения показано звездой.

Породы фундамента представлены в основном гнейсами, гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами, в меньшем объеме — мигматитами и амфиболитами. Их возраст оценивается в 2727 ± 6 млрд. лет (Анисимова и др., 2009). Неoproterozoysкий 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 террейн, предположительно представляющий собой активную континентальную окраину, и, большей частью, находящийся на территории Республики Тыва.

В южной части региона расположен Ильчирский террейн, 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-горхонскому (габбро-сиенитовый), таннуольскому (тоналит-гранодиоритовый), урикскому и сархойскому (гранитные), огнитскому и ботогольскому (щелочные) комплексам (рисунок 2). Часто встречающиеся малые интрузии (дайки, силы) относятся к окинскому, холбинскому, барунхолбинскому, илейскому субвулканическим комплексам, однако в большинстве случаев сведения об изотопном возрасте и формационной принадлежности даек отсутствуют.

Большинство промышленных золоторудных месторождений расположено в Урик-Китойской золоторудной зоне (Миронов, Жмодик, 2001). Они распространены вдоль крупных разрывных нарушений в обрамлении Гарганской глыбы. Большая часть этих месторождений относится к золото-сульфидно-кварцевому промышленному типу и ранее детально изучены (Миронов, и др. 1999, 2001; Дамдинов, и др. 2018, Москвитина, 2020).

Золото-кварцевые месторождения тяготеют к выходам пород архейского фундамента. Здесь известны месторождения (Барун-Холбинское, Владимирское, Таинское) и многочисленные проявления золоторудной минерализации этого типа (Хорингольское, Сагангольское). Одним из интересных объектов является Пионерское золото-кварцевое месторождение, которое находится в краевой части Гарганской глыбы, вблизи фрагмента офиолитового пояса (рисунок 3). Оно отличается от близлежащих месторождений высокими содержаниями самородного золота в пробах (до 475 г/т), однородной высокой пробностью золота и широким развитием минералов теллуридной ассоциации.

Гарганская глыба сложена гнейсами, гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами, в меньшем объеме — мигматитами и амфиболитами. По современным представлениям, породы Гарганской глыбы по составу отвечают ТТГА (тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций), амфиболитам и калиевым гранитам (Ефремов, 2017). Породы ТТГА представлены амфибол-биотит-плагиоклазовыми гранитоидами, по составу соответствующими тоналитам и трондьемитам. Породы обладают высокими концентрациями легких

редкоземельных элементов (LREE), Sr, повышенными концентрациями Cr, Ni, низкими концентрациями тяжелых редкоземельных элементов (HREE) и Y. По своей геохимической характеристике они полностью соответствуют ТТГА с низкими концентрациями тяжелых редкоземельных элементов.

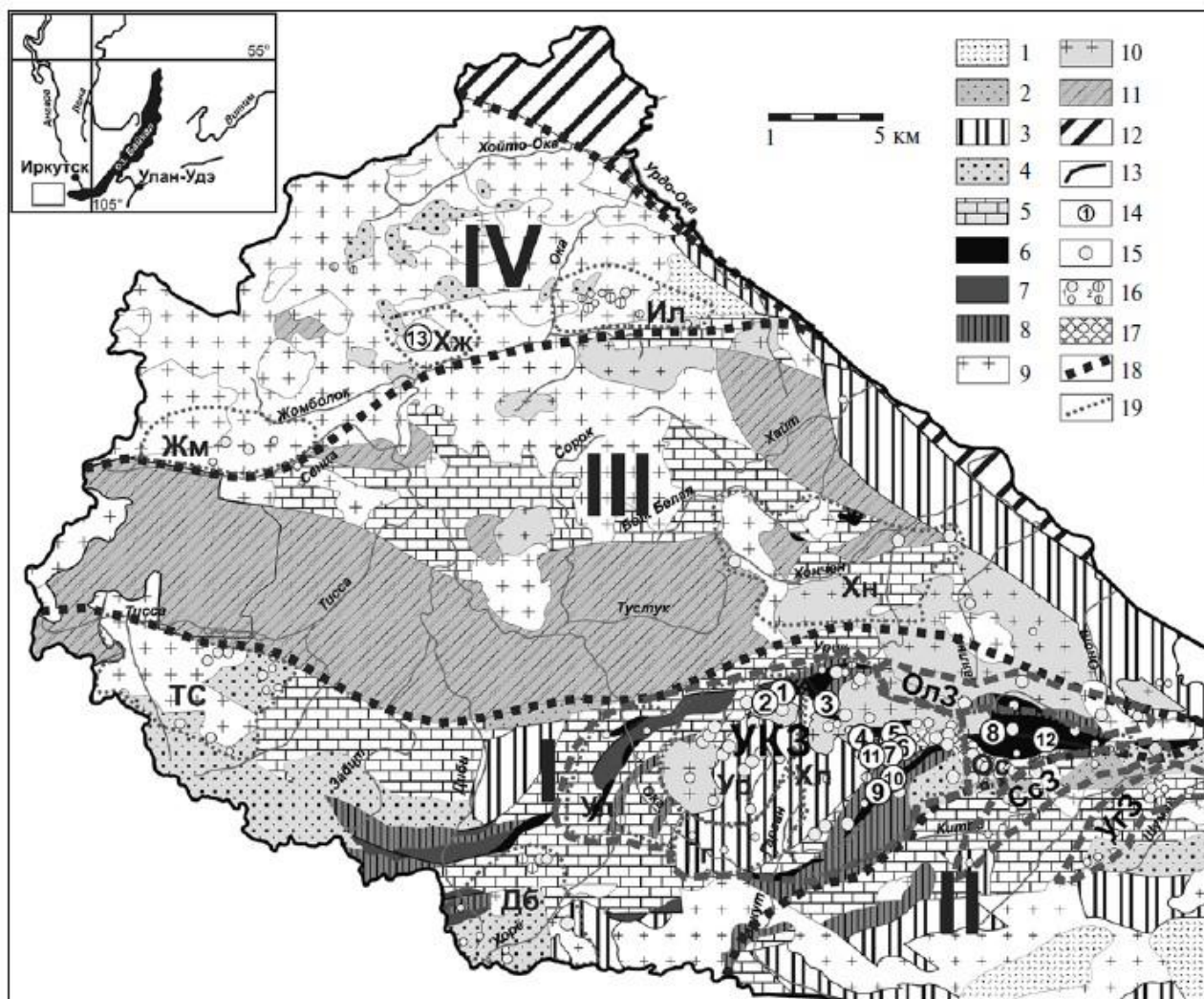


Рисунок 3. Схема геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна и металлогенического районирования золоторудных объектов (составлена по материалам Окинской экспедиции ПГО “Бурятгеология”, Гордиенко и др., 2016; Золото Бурятии, 2000; Конкин, 2002ф).

Формации континентальных моласс: 1 – угленосная (нарингольская свита, гусиноозерская серия, Mz), 2 – пестроцветная (сагансайрская свита, Pz₂); Тувино-Монгольский микроконтинент: 3 – кристаллический фундамент (гранитогнейсы, амфиболиты); 4 – вулканогенная формация (илейская толща, сархойская свита); 5 – карбонатная формация (боксонская серия, монгошинская и иркутная свиты); 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); 12 – цоколь Сибирской платформы; 13 – разломы; 14 – месторождения золота: 1 – Водораздельное, 2 – Кварцевое, 3 – Барун-Холбинское, 4 – Зун-Холбинское, 5 – Гранитное, 6 – Самартинское, 7 – Пионерское, 8 – Зун-Оспинское, 9 – Динамитное, 10 – Зеленое, 11 – Владимирское; 12 – Таинское, 13 – Коневинское; 15 – рудопроявления золота; 16 – мелкие проявления и пункты минерализации золота (1), золота и серебра (2); 17 – группа пространственно сближенных проявлений и пунктов минерализации золота; 18 – границы структурно-металлогенических зон: I – Боксон-Гарганская, II – Ильчирская, III – Окинская, IV – Хамсаринская; 19 – границы золоторудных зон и узлов: рудные зоны – УКЗ – Урик-Китойская зона, ОлЗ – Ольгинская, ССЗ – Сагансайрская, УГЗ – Уртагольская; рудные узлы: Хл – Холбинский, Ул – Улзытинский, Гг – Гарганский, Хж – Хужирский, Ил – Илейский, Жм – Жомболокский, Хн – Хонченский, ТС – Тисса-Сархойский, Ос – Оспинский, Дб – Дибинский, Ур – Урикский.

2.2. Геологическое строение Муйского золоторудного района

Муйский золоторудный район входит в состав Муйского террейна и приурочен к архей-протерозойской Муйской «глыбе» и её обрамлению (рисунок 1). Муйский террейн в неопротерозое причленился к сибирскому континенту, о чем свидетельствует рифейский зональный метаморфизм в Олоkitском океаническом террейне (Беличенко, Гелетий, 2004).

В осевой части Муйского сегмента Саяно-Байкальской складчатой области выделялся Муйский раннедокембрийский кристаллический блок, в настоящее время считающийся кратонным террейном (Булгатов и др., 1999). Муйский террейн в тектоническом отношении – это фрагмент выступа фундамента микроконтинента (Муйская «глыба») и окружающие его островодужные толщи (келянская толща) и офиолиты (Усть-Келянский, Парамский, Шаманский массивы), а также интрузивные образования (Конкудеро-мамаканский, Кедровский интрузивные комплексы и др).

Муйский террейн прослеживается от верховьев р. Тулдуни, через нижнее течение р. Муи до границы с Иркутской областью. Он разделен одноименной кайнозойской рифтогенной впадиной на Северо-Муйскую и Южно-Муйскую.

Муйский террейн представлен метаморфической толщей, включающей в себя гнейсы, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации, мафические гранат-пироксен-кварц-плаггиоклазовые гранулиты, в том числе карбонатсодержащие, плаггиоклаз-биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты. (Булгатов, и др., 1999) Возраст метаморфической толщи определен (Скузоватов и др., 2016) и оценивается как позднебайкальский (720 млн лет). В пределах террейна выделяются блоки массивного строения, приуроченные, как правило, к ядрам крупных складок и представленные преимущественно амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и гранатовыми пироксенитами. Кроме того, обнаружены существенно измененные породы, для которых реликты первичного парагенезиса соответствуют гранатовым перидотитам (Скузоватов и др., 2016). Также в строении Муйского террейна принимают участие эклогиты и эклогито-гнейсы (Шацкий и др., 2012). Ассоциации эклогитовой фации метаморфизма представлены гранатом, омфацитом, кварцем и рутилом, но большинство эклогитов в значительной степени амфиболизированы. Кроме того, обнаружен кианитовый эклогит. Среди вторичных минералов отмечаются амфиболы, биотит, цоизит.

Для обрамления Муйского террейна характерно также развитие офиолитовых комплексов (Усть-Келянский, Парамский, Шаманский массивы), которые пользуются сравнительно ограниченным распространением, маркируя структурные швы и тектонические зоны, отделяющие вулканоплутонические комплексы островодужного типа от Муйского кристаллического блока (Цыганков, 2005). В краевых частях Муйской глыбы сохранились фрагменты протоплатформенных прогибов, которые в низовьях р. Тулдуни представлены метапесчанниковой (кедровская свита) и гнейсо-кристаллосланцевыми (усть-тулуинская свита), в среднем течении р. Витим – кварцито-кристаллосланцевыми (данинская свита) и песчано-сланцевыми (орловская свита) формациями. Описание серий и толщ дано по объяснительной записке государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Муйская серия. Лист О-50-XXXII.

Парамская серия позднепротерозойского возраста включает самокутскую и булундинскую свиты. Породы самокутской свиты находятся в тектонических блоках и ксенолитах среди гранитов конкудеро-мамаканского комплекса. В составе свиты выделяются конгломераты, метаморфизованные песчаники, алевропесчаники, прослой известняков мраморизованных, карбонатных сланцев. В ее составе выделяются карбонатные сланцы, переходящие иногда в известково-силикатные сланцы с прослоями мергелистых известняков, силикатные метаморфические сланцы с прослоями карбонатных сланцев, мраморизованные известняки.

Усть-келянская толща расположена на водоразделе р. Витима и руч. Бахтарнака, а также небольшими фрагментами в центральной части Муйско-Куандинской впадины. Это фациально изменчивая толща, с диапазоном составов вулканогенных образований от базальтов до плагиориолитов. В составе толщи преобладают лавовые фации метаэффузивов основного и кислого составов с возрастанием роли кислых разновидностей вверх по разрезу. Выше залегают преимущественно туфы кислого состава с редкими прослоями metabазальтов и туфогенно-осадочных пород. Верхняя часть разреза представлена ритмично построенной осадочно-туфогенной пачкой с преобладанием туфов в основании каждого ритма. В верхах пачки отмечаются маломощные прослой известняков. В борту Муйской впадины толща представлена уже исключительно терригенными (вулканомиктовыми) флишоидного облика образованиями.

Среди вулканитов преобладают кислые эффузивы. Метатуфы кислого состава от алевролитовых до псефитовых имеют слоистое строение. В литокристаллокластических туфах наблюдаются обломки риолитов, кварцитовидных пород, гранофиров, редко базальтоидов. Вулканиты среднего состава выделяются только по химическому составу и, по-видимому, распространены незначительно. Базальтоиды имеют подчиненное распространение и превращены в зеленые сланцы с лепидо- или нематогранобластовой структурой, с реликтами миндалекаменной текстуры, диабазовой и гиалопилитовой структуры. Туфогенно-осадочные и терригенные

породы имеют преимущественно псаммитоалевритовую размерность и тонкую горизонтальную слоистость, что свидетельствует о накоплении их в подводных условиях на склонах и подножии склонов вулканических построек. Возраст Усть-келянской толщи составляет 824 ± 2 млн лет (U-Pb метод по цирконам, ID TIMS (Рыцк и др., 2001).

Шаманская толща представлена доломитовыми мраморами и микросланцами с будинированными прослоями кальцитовых мраморов. Этими породами сложена субмеридиональная тектоническая пластина, участвующая совместно с динамометаморфическими сланцами усть-тулдуньского и гипербазитами парамского комплексов в строении крупного Тулдунь-Таксиминского тектонического покрова позднеерифейского возраста.

Южно-Муйская глыба является фрагментом Киндиканского выступа докембрийского фундамента Муйского микроконтинента (Муйской глыбы). Южно-Муйская глыба сложена породами киндиканской толщи, сложенной гнейсами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, мафические гранат-пироксен-кварц-плагиоклазовые гранулиты, в том числе карбонатсодержащие, кальцифиры, плагиоклаз-биотит-амфиболовые кристаллосланцы и амфиболиты. В пределах толщи выделяются блоки массивного строения, приуроченные, как правило, к ядрам крупных складок и представленные преимущественно амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и гранатовыми пироксенитами (Скузоватов и др., 2016). Возраст Южно-Муйской глыбы по данным Е.Ю. Рыцка с соавторами [Рыцк и др., 2007, 2011] – неопротерозойский (0.6—1.0 млрд лет). Наряду с этим датирование пород эклогит-гнейсового комплекса Северо-Муйской глыбы [Шацкий и др., 2012] свидетельствует о значительно более молодом возрасте высокобарического метаморфизма (630 млн лет). Южно-Муйская глыба окружена со всех сторон офиолитами, которые продолжаются до озера Байкал.

Наиболее богатое оруденение Муйского золоторудного района сосредоточено в краевых частях Муйской глыбы (Корольков и др, 2004). Однако

общепринятой схемы металлогенического районирования Муйского рудного района в настоящее время нет.

Согласно карте минерагенического районирования, опубликованной на сайте ВСЕГЕИ (<http://atlaspacket.vsegei.ru/#543aa6436a9693c929>), рассматриваемый район выделяется в качестве Муйской металлогенической зоны, включающей в себя Желтулинский рудный узел (Zn, Au), Джалагунский рудный узел (Au, W, Ni), Келянский рудный узел (Au), Самокут-Каменский рудный узел (Au), Южно-Муйский рудный узел (асбест), Ирокиндинский рудный узел (Au, Ag), Уакитский рудный узел (Au, W, Sn, Ag, Mo), Витимконский рудный узел (Au, Ti), Кудур-Таликитский рудный узел (Au, W, Ag), Бамбуйский рудный узел (Pb, Zn, Au, Ag). Рассматриваемая в работе площадь, согласно указанной карте, относится к Ирокиндинскому рудному узлу.

Для рассматриваемой в работе южной части Муйского района характерны в основном золото-кварцевая, реже золото-сульфидно-кварцевая рудные формации. Морфологические типы представлены жилами, прожилковыми зонами вкрапленными рудами. Южная часть Муйского района, включающая Южно-Муйскую глыбу и её ближайшее обрамление, по данным ПАО «Бурятзолото» выделяется в качестве самостоятельного Южно-Муйского рудного района, в составе выделено 5 золоторудных полей (рисунок 4): Ирокиндинское, Кедровское, Петелинское, Витимконское и Талишминское.

Кедровское месторождение расположено в пределах северо-восточной окраины Муйского террейна, где оно входит в состав Ирокиндинского рудного узла. Месторождение приурочено к зоне глубинных разломов субмеридионального простирания.

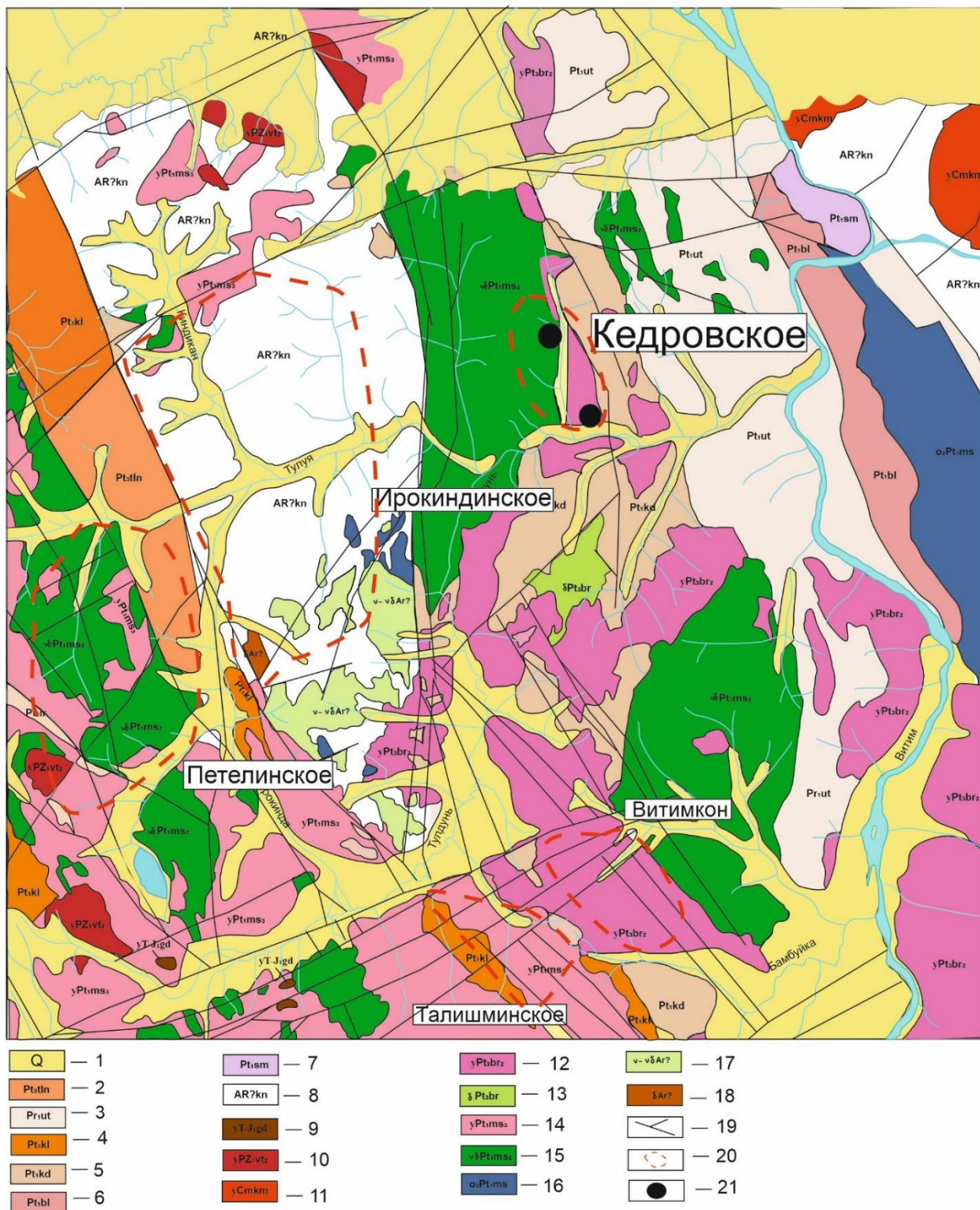


Рисунок 4. Геологическая карта центральной части Южно-Муйского района с элементами золотоносности (по материалам Ю. П. Гусев) и др. масштаб 1:200000.

1 – галечники, валунники, пески, щебни, глины, илы; 2 – Тулуинская свита (пестроцветные конгломераты, гравелиты, песчанники); 3 – Усть-тулдунская свита (метапесчаники, кристаллосланцы, метасланцы, гнейсы с прослоями кварцитов); 4 – Келянская толща (основные

средние и кислые эффузивы и их туфы); 5 – Кедровская свита (метапесчанники, сланцы, реже кварциты); 6 – Булдуинская свита (Кристаллические известняки, реже метэффузивы, туфогенные породы); 7 – Самокутская свита (песчанники полимиктовые и конгломераты, с прослоями известняков, кислые и основные эффузивы, алевролиты; 8 – Киндиканская серия (гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты и мигматиты); 9 – Гуджирский комплекс (лейкократовые граниты, и гранит-порфиры); 10 – Витимканский комплекс, граниты, граносиениты, кварцевые сиениты; 11 – Конкудеро-мамаканский комплекс, I фаза (средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты, гранодиориты и диориты) ; 12 – Баргузинский комплекс 2 фаза (граниты, граносиениты, кварцевые сиениты); 13 – Баргузинский комплекс 1 фаза (диориты, сиенито-диориты); 14 – Муйский комплекс, 3 фаза (граниты биотитовые, лейкократовые, плагиограниты); 15 – Муйский комплекс 2 фаза (габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы); 16 – Парамский комплекс (перидотиты, дуниты, тироксениты); 17 – гнейсо-диориты, кварцевые диориты, габбро, габбро-диоритовые амфиболиты, 18 – ортогнейсы, ортоамфиболиты; 19 – разрывные нарушения, 20 – контуры рудных полей; 21 – жилы Осиновая, Баргузинская.

Таким образом можно говорить об определенном сходстве Муйской и Гарганской глыб, вмещающих рассматриваемые месторождения. Они имеют похожие породные ассоциации, однако породы подвергались преобразованиям на разном уровне метаморфизма. Муйская глыба имеет архей-протерозойский возраст, тогда как Гарганская глыба является более древним образованием с архейским возрастом. Обе глыбы характеризуются пространственной близостью к островодужным комплексам. Также в обрамлении обеих глыб присутствует ряд относительно крупных золоторудных месторождений. Данные особенности послужили основанием для изучения Пионерского и Кедровского месторождений.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ РУД И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПИОНЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

3.1. Геологическое строение Пионерского месторождения

Пионерское золоторудное месторождение вместе с целым рядом рудопроявлений образуют 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; Миронов, Жмодик, 1999; Феофилактов, 1969 и др.).

В Пионерском месторождении выделяется два участка – Пионерский и Надежда, разделенные покровом карбонатных пород (рисунок 5, а). Они расположены на разных гипсометрических уровнях, причем участок Надежда ниже примерно на 250 м и представляет собой более глубинную часть золотоносной жильной зоны. Это позволяет оценить изменения характера золоторудной минерализации в вертикальном разрезе рудообразующей системы. 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 рассланцевания и березитизации (рисунок 5, б).

Архейские плагиогранитогайеисы гарганского комплекса слагают 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, апатитом и цирконом, вторичные – хлоритом, мусковитом (серицитом). Кроме

гранитогнейсов в составе пород фундамента присутствуют амфиболиты и мигматиты, образующие многочисленные прослои среди гранитогнейсов.

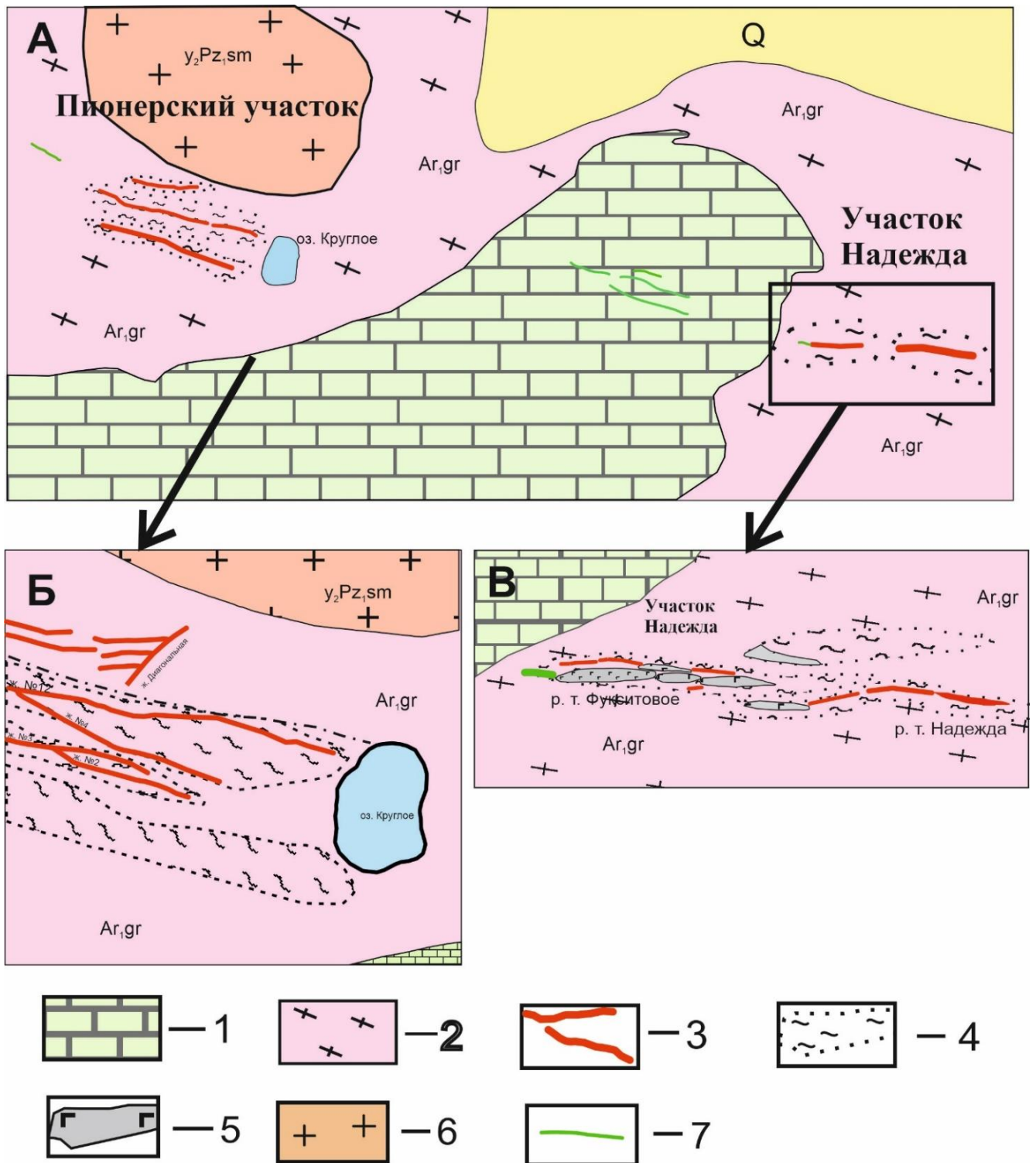


Рисунок 5. А – Схематичная геологическая карта участка Надежда и Пионерского месторождения. Составлена по материалам ОАО Бурятзолото М 1:5000; Б – Схематичная

геологическая карта Пионерского месторождения; В – Схематичная геологическая карта уч. Надежда. р. т. – рудное тело.

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.

На участке Надежда среди гранитогнейсов присутствуют редкие линзовидные тела лиственитов, являющихся продуктами преобразования базит-ультрабазитов (рисунок 5, в), слагающих линзовидные тектонические блоки.

На архейских гнейсогранитах с тектоническим несогласием залегают породы иркутской свиты венд-кембрийского возраста. Они слагают западный фланг рудопроявления и представляют собой неполный разрез иркутской свиты, состоящий 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 датированию 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 вулcano-плутоническому комплексу, представленные в основном сильно изменёнными (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, 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 лиственитами. Березиты развиваются по гнейсогранитам и являются светло-серыми тонко-мелкозернистыми породами, сложенными кварцем, серицитом и кальцитом. В породах регулярно отмечается вкрапленность мелкокристаллического пирита. Листвениты замещают 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.

Единственная опубликованная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка мусковита из золотоносных жил позволила оценить возраст руд Пионерского месторождения в 420 ± 3 млн. лет (Дамдинов и др., 2018). Такое значение опровергает представления об архейском возрасте месторождения, а также значительно отличается от возраста пространственно ассоциирующих гранитоидов сумсунурского комплекса. Имеющаяся в распоряжении автора $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка мусковита из руд Барун-Холбинского месторождения, также локализованного среди архейских пород Гарганской глыбы, имеет близкий возраст – 399 ± 4 млн лет.

Рудные тела Пионерского месторождения представляют собой малосульфидные пирит-кварцевые и карбонат-пирит-кварцевые прожилки и жилы, которые залегают в зонах дробления, милонитизации и рассланцевания в березитизированных породах Гарганской глыбы (рисунок 6). Размеры отдельных кварцевых жил по простиранию изменяются от одного метра до 40-45 м, при мощности от 5 до 10 см до 1-1,5 м в раздувах. В среднем мощность жил составляет 0,3-0,6 м. Контакты с вмещающими рассланцованными породами обычно резкие, вмещающие породы в экзоконтактах жил интенсивно рассланцованы и березитизированы.

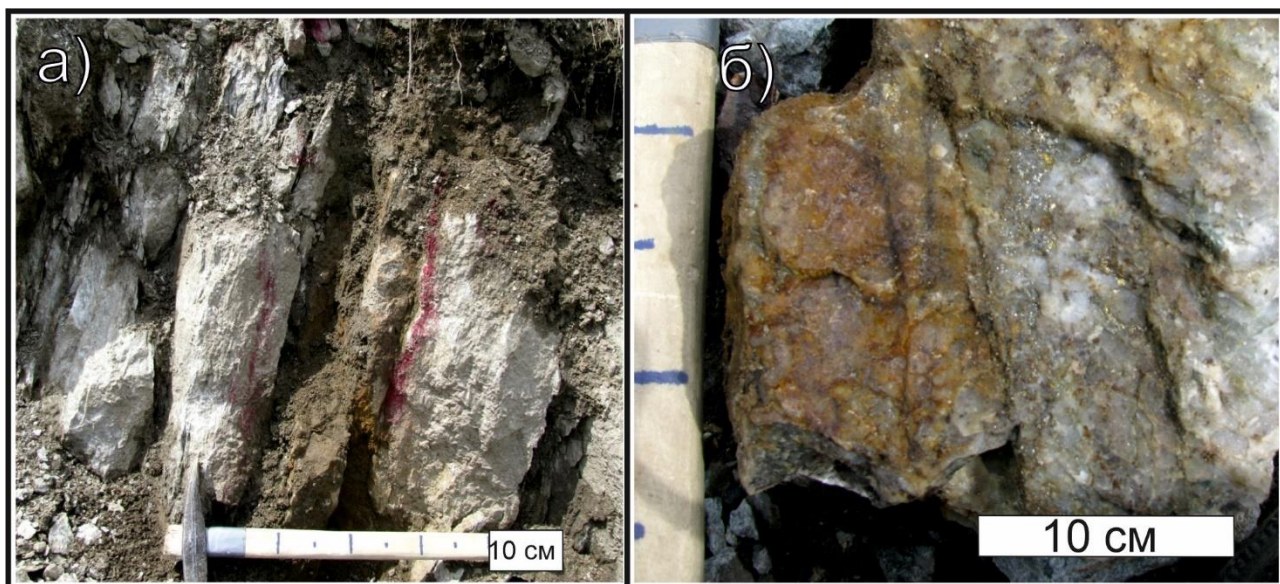


Рисунок 6. Кварцевые жилы тел Пионерского месторождения: а. Рассланцованные зоны, в которых субсогласно залегают кварцевые жилы. б Сульфидно-кварцевая жила.

3.2. Минеральный состав руд Пионерского месторождения

Жильные минералы

Кварц в жилах обнаружен в виде двух генераций (рисунок 7, а). Первая генерация кварца (кварц I) представлена молочно-белым, до бело-желтоватого цвета зернами, с жирным блеском и массивной текстурой. Кварц I более идиоморфный по сравнению с кварцем II генерации, в нем встречаются мелкие зерна пирита, мелкие прожилки карбоната и отдельные редкие зерна мусковита. Количество кварца I незначительно в сравнении с кварцем II.

Серый кварц на месторождении более распространён, он отнесен ко второй генерации (кварц II), замещает участками кварц I. Он образует прожилковидные скопления между зерен 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 ассоциирует кальцит и мусковит (рисунок 7, б).

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 отложения участках, таких как пустоты и межзерновые пространства кварца I (рисунок 7, г; 9 б).

Хлорит и мусковит присутствуют в виде неправильных скоплений зерен, или в виде отдельных кристаллов в кварце. Оба минерала находятся в тесной ассоциации. Также были обнаружены включения мусковита в самородном золоте и алтаите.

Минералы Ni-Co ассоциации – кобальтин, аллоклазит, герсдорфит, пентландит присутствуют в основном в виде единичных мелких зерен в лиственитизированных телах участка Надежда.

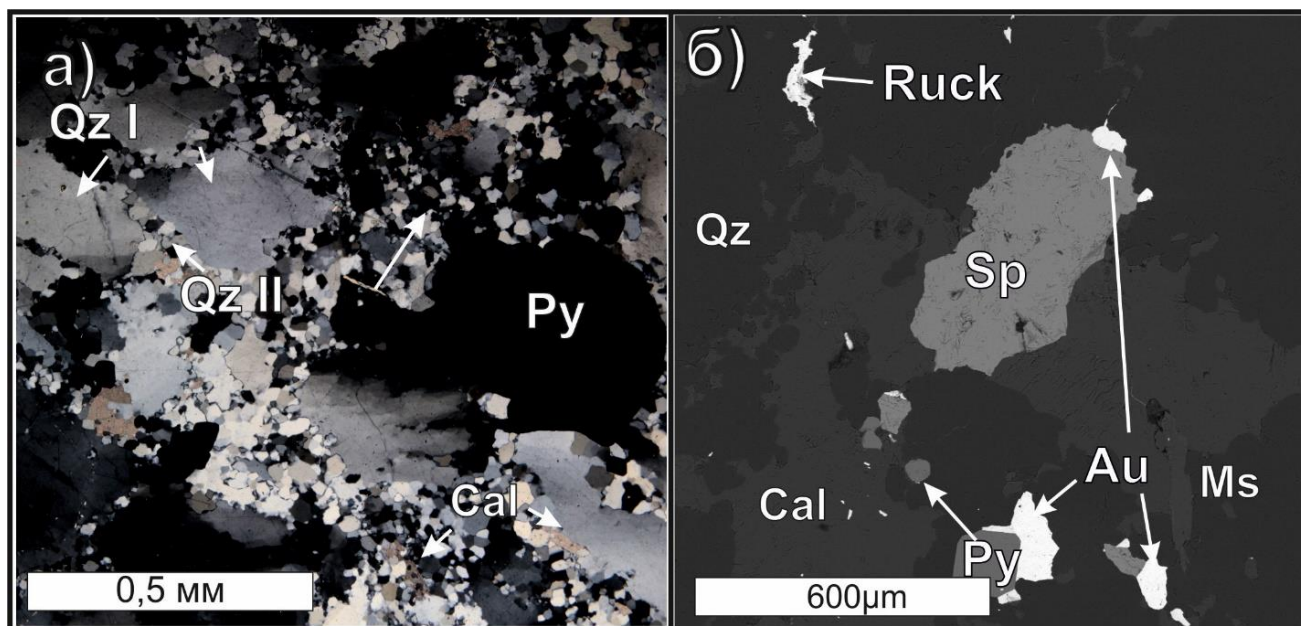


Рисунок 7. Морфология кварца. а – характер распределения кальцита, мусковита и рудных минералов в кварце II. б – морфология зерен кварца I и II генераций. Кварц II генерации формируется в межзерновых пространствах кварца I генерации. Снимок в обратно отраженных электронах.

Список сокращений: Py - пирит, Au - золото, Qz - кварц, Sp - сфалерит, Cal - кальцит, Ms - мусковит, Ruck - раклиджит.

Рудные минералы

Среди рудных минералов в кварцевых жилах преобладает пирит, реже встречается халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, 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 (таблица 1).

Таблица 1. Средний химический состав сульфидов и сульфосолей, мас.%

Минерал	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	As	S	Сумма
Кобальтин	4.36	26.90	7.45					40.85	22.00	100.39
Герсдорфит	5.58	11.82	20.26					43.63	19.79	100.92
Пентландит	1.67	0.50	65.92					-	33.76	101.85
Аллоклазит	7.20	29.87	2.60					37.59	24.96	102.22
Халькопирит	31.15	0.10		34.53					34.90	100.61
Галенит							85.08		12.65	97.72
Пирит I	47,59	0,12							52,81	100,52
Пирит II	47,25	0,34							53,84	101,43
Пирротин	61.64	-	-	-	-	-	-	-	39.06	100.70
Сфалерит	6.52			-	59.10	1.60			32.80	98.39
Cd-блеклая				37.08	-	12.88		15.64	26.03	97.37

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 (рисунок 8, а). По результатам микроскопических исследований было установлено, что пирит присутствует в виде двух генераций (рисунок 8, б, в, г).

Пирит первой генерации (пирит I) присутствует в виде относительно мелких, нетрещиноватых зерен и имеет форму пентагон-додекаэдров, с округленными краями. Местами он корродируется халькопиритом. Видимых включений теллуридов и золота в этом пирите не наблюдается. Пирит I ассоциирует с кварцем I и формируется раньше кварца II. Он встречается гораздо реже чем пирит второй генерации (рисунок 8, б, г). Особенностью пирита первой генерации является присутствие примеси Co в химическом составе (в среднем 0,34 мас %).

Пирит второй генерации (пирит II) присутствует в виде интенсивно трещиноватых, гипидиоморфных, или идиоморфных крупных зерен, тесно

ассоциирует с кварцем II, сфалеритом, реже с халькопиритом (рисунок 8, в; 9, а). В пустотах и трещинах пирита II отлагаются теллуриды, золото, реже – округлый халькопирит. Вероятно, пирит этой генерации образовывался одновременно с кварцем II (рисунок 8, б). В пирите второй генерации также диагностируется небольшая примесь Co. Это связано с тем, что в некоторых образцах в пирите II присутствуют округлые реликты пирита I.

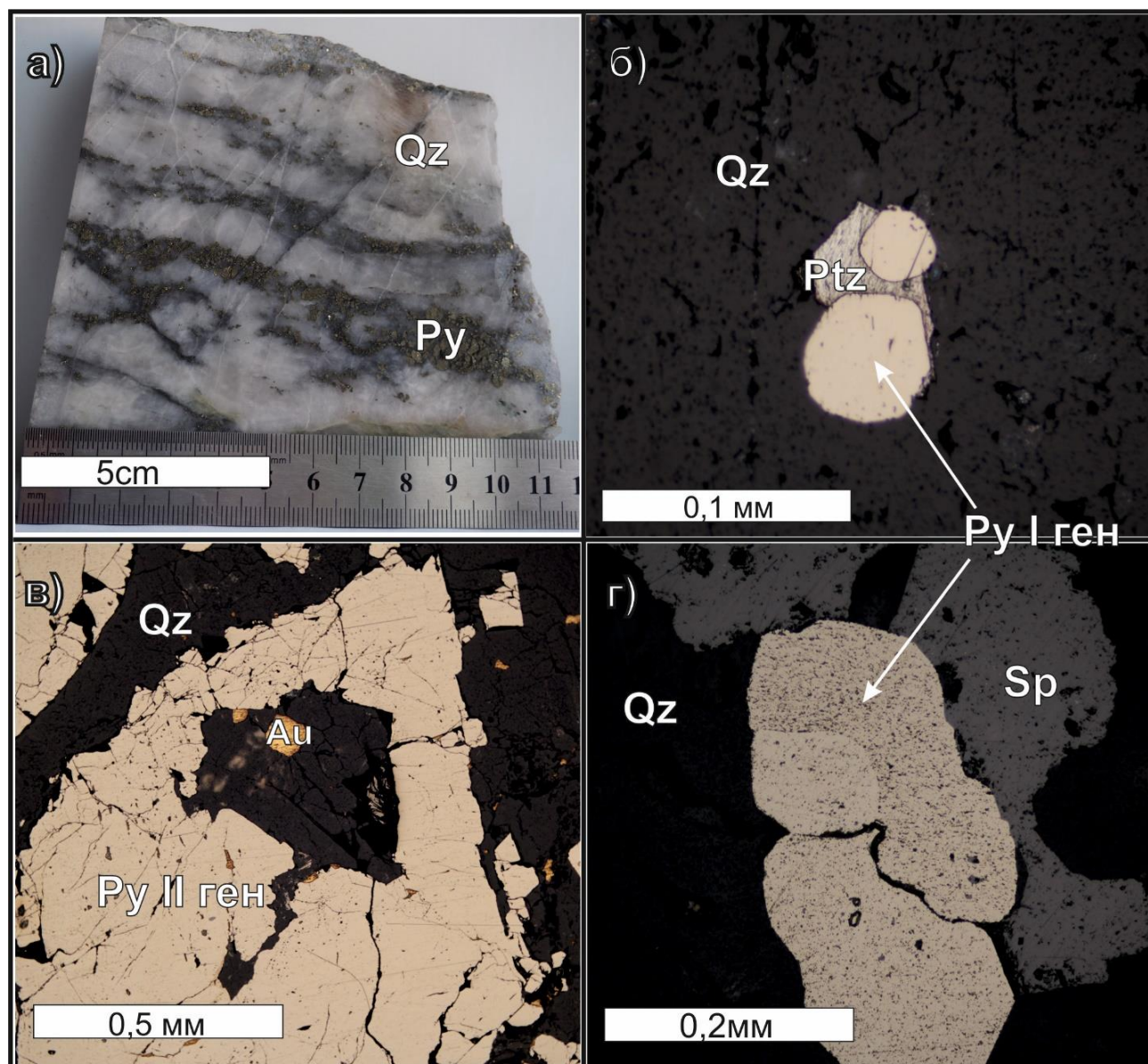


Рисунок 8. Морфология выделений пирита в рудах Пионерского месторождения. а – прожилковидные скопления пирита II, в кварцевой жиле; б – округлые выделения пирита I генерации в кварце, которые обрастает петцит; в – трещиноватые зерна пирита II генерации в

кварцевой руде; г –округлые зерна пирита I генерации в ассоциации со сфалеритом в кварце. Николи скр.

Список сокращений: Py - пирит, Au - золото, Qz - кварц, Sp - сфалерит, Ptz - петицит.

Халькопирит в рудах и вмещающих породах присутствует нечасто и в виде отдельных зерен, реже скоплений зерен. Он ассоциирует со сфалеритом, в котором халькопирит присутствует также в виде эмульсионной вкрапленности (рисунок 9, а).

Сфалерит встречается нечасто, в основном в ассоциации с халькопиритом. Он присутствует в виде скоплений зерен неправильной формы в основном с пиритом II, но иногда слагает округлые включения в пустотах пирита II. Со сфалеритом ассоциирует низкопробное самородное золото, оно образуется в пустотах сфалерита и на его краях (рисунок 8, г; 9, а; 10, б).

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

Тетраэдрит - (Cd) 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 (Таблица 1).

Сульфиды никеля и блеклая руда (кобальтин герсдорфит пентландит аллоклазит) встречены в единичных случаях при исследовании в обратно отраженных электронах. Они образуют мелкие единичные зерна, или скопления, реже выделяются по трещинам в зернах кварца и пирита.

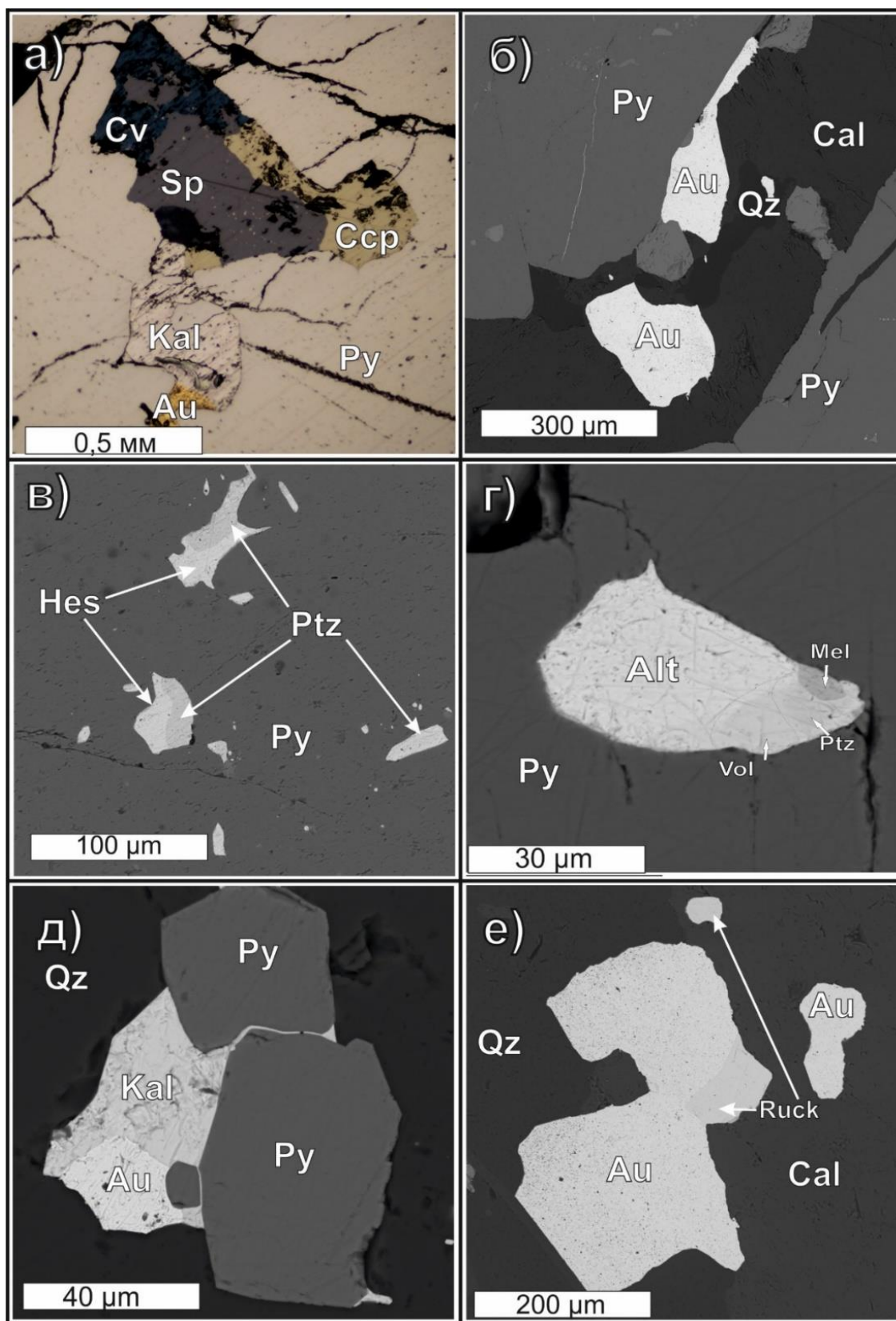


Рисунок 9. Взаимоотношения теллуридных минералов в рудах Пионерского месторождения. Общий вид сростаний рудных минералов в отраженном свете и обратно отраженных электронах. а – зерно сфалерита в пирите частично замещенное ковеллином, которое обрастает халькопирит; б – кальцитовый прожилок с зернами золота 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, Hcs - гессит, Alt - алтаит, Cal - кальцит, Csp - халькопирит, Cv – ковеллин, Mel – мелонит, Vol – волынскит, Ruck – раклиджит.

Теллуриды

Особенностью руд Пионерского месторождения является широкое распространение минералов из группы теллуридов. Первое описание теллуридов приведено в работе Громовой Е. И. (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 наблюдение, что с глубиной содержание теллуридов в рудах снижается.

Также 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, волынскит, цумоит и тетрадимит (таблица 2).

Теллуриды выделяются по трещинкам, в пустотах и по краям зерен пирита, а также в виде мелких выделений изометричной формы в кварце в ассоциации с кальцитом и самородным золотом. Условно теллуриды можно разделить на три последовательные ассоциации: 1) теллуровисмутит-мелонитовая, 2) калаверит-петцитовая, которая включает петцит, калаверит, гессит, колорадоит, раклиджит, волынскит, тетрадимит, пильзенит, цумоит. 3) алтаитовая.

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 трещины и интерстиции в агрегатах пирита II. Пространственно приурочен к выделениям самородного

золота и пирита, которые он обрастает по краям. Петцит образует сростания с гесситом, мелонитом, калаверитом и вольтинским, что предполагает их совместное образование (рисунок 9 в, г). Алтаит, который обрастает округлые зерна петцита по краям, отлагался позже. Кроме того, в петците присутствуют включения колорадоита. Результаты ЭДС-РСМА зерен петцита (Таблица 2) соответствуют теоретическому составу минерала: Ag - 41.71 мас. %, Au - 25.42 мас.%, Te - 32.87 мас.%. Средний состав петцита из 5 анализов пересчитывается на формулу $Ag_{3.016}Au_{0.988}Te_{1.997}$, близкую к стехиометрической Ag_3AuTe_2 .

Алтаит – второй по распространению среди теллуридов 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, в пределах зерна алтаита диагностировано реликтовое зерно мусковита. Алтаит часто обрастает по краям более ранние минералы - пирит, сфалерит, петцит и самородное золото (рисунок 8 г; 9 д). Следовательно, алтаит является одним из наиболее поздних теллуридных минералов. В одном из зерен алтаита обнаружена примесь серебра – 1.6 мас. % (таблица 2).

Калаверит также имеет широкое распространение среди теллуридов на месторождении, и в небольших количествах встречается во всех изученных жилах. Наиболее часто калаверит 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 вольтинским (рисунок 9, а, д; 10, е). Результаты ЭДС-РСМА (таблица 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 содержание. Он обнаружен в виде округлых, или неправильной формы зерен в интерстициях в агрегатах пирита II и кварца II. Мелонит ассоциирует с самородным золотом и теллуровисмутитом. По отношению к

петциту и алтаиту, мелонит более идиоморфен. Мелонит, вероятно вместе с самородным золотом и теллуrowисмутитом образовался раньше других теллуридов (рисунок 9, д). Результаты ЭДС-РСМА (таблица 2) минерала пересчитываются на теоретическую формулу $NiTe_2$.

Гессит встречается преимущественно в ассоциации с петцитом. Среди теллуридов он менее распространен и представлен зернами неправильной формы, присутствующими в виде включений в пирите II и в кварце II (рисунок 9, г). Результаты ЭДС-РСМА (таблица 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 $Ag_{1.981}Te_{1.018}$, соответствующей 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 (таблица 2) нескольких зерен теллуrowисмутита выявляются 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 $Bi_{1.977}Te_{3.023}$, соответствующей теоретической формуле Bi_2Te_3 .

Раклиджит встречен в кальците и пирите, а также в виде единичных округлых включений в самородном золоте (рисунок 9, д). Он образовался позже самородного золота, одновременно с петцитом, гесситом, вольтинским, пильзенитом, колорадоитом, калаверитом и цумоитом. Результаты ЭДС-РСМА (таблица 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 $Pb_{0.898}Bi_{2.120}Te_{3.981}$, соответствующей 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 (таблица 2) изменяются 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 лиственитах. Он представлен округлым зерном в интерстиции пирита II. Тетрадимит и пильзенит диагностированы в виде отдельных зерен неправильной формы в кварце II. Результаты ЭДС-РСМА (таблица 2) соответствуют теоретическим формулам этих минералов.

Таблица 2. Средний химический состав теллуридных минералов Пионерского месторождения, мас. %

Минерал	кол-во	Ni	Au	Ag	Hg	Pb	Bi	Te	S	Сумма
алтаит	22	-	-	-	-	62.17	-	38.39	-	100.56
петцит	43	-	25.12	41.98	-	-	-	32.87	-	99.98
гессит	14	-	-	61.71	-	-	-	37.53	-	99.24
калаверит	21	-	43.49	-	-	-	-	56.26	-	99.75
мелонит	17	18.47	-	-	-	-	-	79.94	-	98.40
теллуровисмутит	11	-	-	-	-	0.44	50.98	47.62	-	99.04
цумоит	1	-	-	-	-	-	62.10	37.27	-	99.36
пильзенит	1	-	-	-	-	-	69.04	30.14	-	99.18
колорадоит	5	-	-	-	60.74	-	-	41.41	-	100.15
раклиджит	7	-	-	-	-	16.15	38.50	44.14	-	98.79
вольнскит	4	-	-	18.43	-	-	35.13	45.82	-	99.37
тетрадимит	2	-	-	-	-	-	58.88	36.11	4.54	99.52

Примечание: Алтаит в единичном случае содержит 1.6 мас. % Ag, теллуровисмутит в единичном случае 4.88 мас. % Pb.

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. Рисунок 10, б). Самородное золото I низкой пробыности (700‰), образовалось одновременно с сульфидными минералами, о чем свидетельствует их тесный парагенезис.

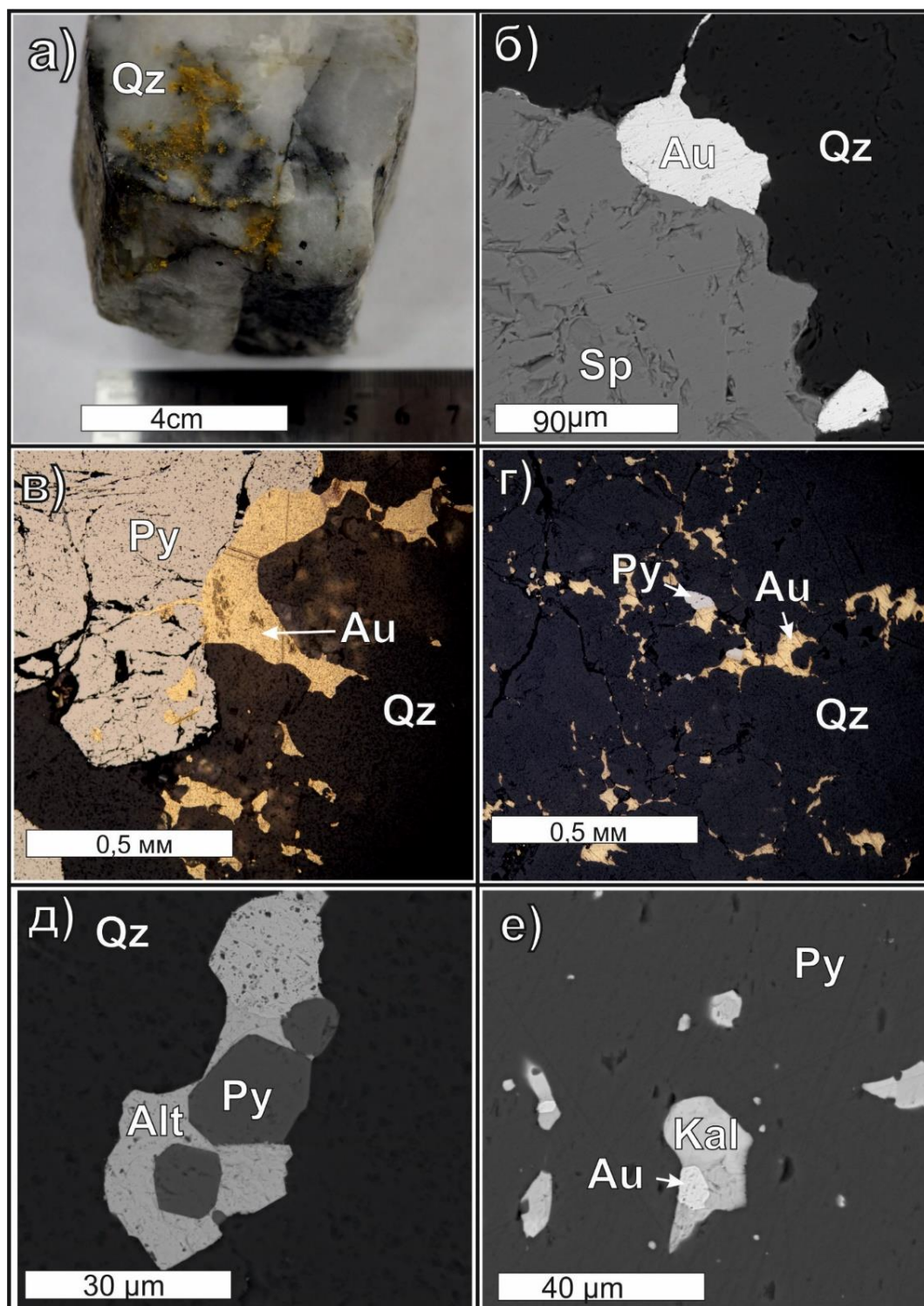


Рисунок 10. Морфология выделений самородного золота. Снимки сделаны в рудном и электронном микроскопах. а – макроскопические выделения золота в кварце. Распределение золота неравномерное, приурочено к ослабленным зонам в кварце; б – низкопробное золото обрастающее сфалерит по краю; в, г – скопления золота 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 второй генерации (золото II) количественно преобладает. Оно заполняет межзерновые пространства в агрегатах кварца, а также содержится в качестве неправильных выделений размером от первых мкм до 1-2мм. в поперечнике (рисунок 10, а-е). В пирите обеих генераций золото II также содержится в виде прожилков, пластинок и округлых каплевидных зерен, но встречается значительно реже (рисунок 10, в). Наблюдается отчетливая ассоциация самородного золота II с теллуридами, но по их структурным взаимоотношениям видно, что золото II образуется раньше теллуридов (см. Рисунок 9, а, д, е; Рисунок 10, д, е).

Пробность большинства зерен самородного золота II высокая изменяется от 816 до 973‰. Максимум определений пробности самородного золота II на гистограмме попадает в интервал 940 – 970‰. (рисунок 11). Высокопробное самородное золото II ассоциирует с теллуридами. Содержания золота в рудах по данным химико-спектрального анализа образцов, неравномерно и колеблется от 0.2 до 475 г/т.

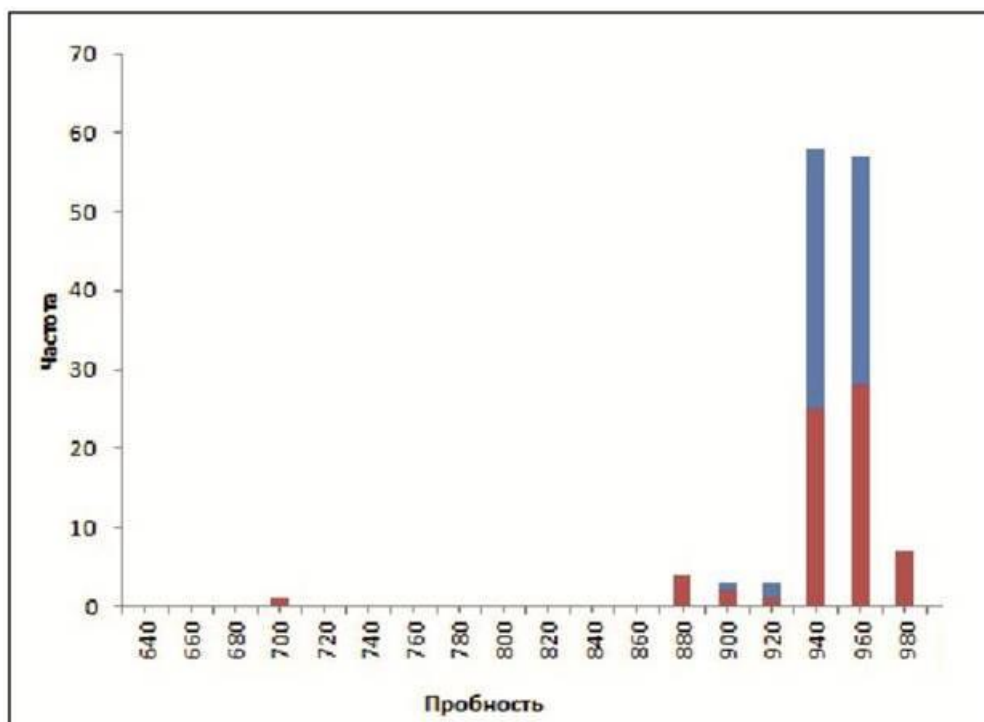


Рисунок 11. Гистограмма распределения пробности самородного золота участка Надежда (красный) и Пионерского (синий).

3.3 Минеральные ассоциации Пионерского месторождения

Наблюдаемые структурные взаимоотношения рудных минералов показывают, что в рудах Пионерского месторождения присутствуют три последовательных рудных минеральных ассоциации: ранняя кварц-пиритовая, кварц -полисульфидная и золото-теллуридная (рисунок 12).

Вмещающие породы были подвергнуты динамометаморфизму, хлоритизации и мусковитизации, лиственитизации и березитизации. Одновременно 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 и другие сульфидные минералы (халькопирит, сфалерит, пирротин, единичные зерна Cd-блеклой руды), содержащие небольшие количества низкопробного самородного золота (золота I).

Завершала отложение рудных минералов золото-теллуридная ассоциация, формирующаяся совместно с кальцитом. При этом отложение минералов этой ассоциации происходило приблизительно в следующем порядке: кальцит → самородное золото → мелонит+теллуровисмутит → петцит+калаверит+волынскит+раклиджит+колорадоит+цумоит+пильзенит → алтаит. Подробное изучение гипергенных минералов не проводилось, поскольку не входило в задачи данного исследования.

Минерал	Минеральные ассоциации		
	Кварц-пиритовая	Кварц-Полисульфидная	Золото-теллуридная
Кварц	██████████	—————	
Кальцит			██████████
Пирит	██████████	—————	
Мусковит	—————		
Хлорит	—————		
Халькопирит		—————	
Пирротин		—————	
Сфалерит		—————	
Cd-Блеклая руда		—————	
Тетрадимит			—————
Золото I		—	
Золото II			██████████
Мелонит			—————
Te-висмутит			—————
Пильзенит			—————
Калаверит			██████████
Петцит			██████████
Волынскит			██████████
Раклиджит			—————
Цумоит			—————
Колорадоит			—————
Гессит			██████████
Алтаит			██████████

Рисунок 12. Последовательность минералообразования в рудах Пионерского месторождения. Толщина промежутков соответствует степени распространённости минералов.

3.4 Химический состав руд Пионерского месторождения

Исследования химического состава руд основаны на данных по содержаниям следующих элементов-примесей: Au, Ag и Te, V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Cd, Sb, As, Pb (см. прил. 1).

Жилы Пионерского месторождения – малосульфидные, следовательно, руды характеризуются сильно неравномерным распределением и относительно низкими содержаниями главных рудообразующих элементов. Главными элементами рудных тел Пионерского месторождения являются Au, Te, Cu, Pb, Zn. Также повышены содержания Co, As, Ni и Sr – они составляют десятки г/т в Пионерском участке, на участке Надежда отмечается высокое содержание Sr, оно достигает 735 г/т. (см. прил. 1). Следует отметить, что на месторождении отмечается большое количество минералов висмута, однако содержания Bi невысоки, что связано с низким пределом обнаружения.

Анализ корреляционных связей проведен для выборки анализов 45 проб золото-кварцевых руд Пионерского месторождения. Критическое значение коэффициента корреляции, рассчитанное согласно таблице критических значений корреляции Пирсона, составило – 0.35. Коэффициенты корреляции показаны в таблице 3.

Наблюдаемая прямая положительная корреляция в паре Au, Ag-Te, соответствует наблюдаемой парагенетической связи самородного золота с минералами теллуридной ассоциации. Положительная корреляция Te-Pb связана с наличием большого количества теллуридов свинца (алтаит, раклиджит). Au, Ag - Zn, Cd ассоциация указывает на наличие парагенезиса самородного золота со сфалеритом и галенитом. Положительная корреляция Te - Sn, Cd, Sb, As также может свидетельствовать о влиянии на рудообразование магматических источников. Также существуют корреляции элементов Zr- Rb, Zr-Sr, и Sr-Y, что связано с влиянием на оруденение пород гранитоидного состава, скорее всего, вмещающих плагиогнейсогранитов Гарганской глыбы. На основе анализа корреляционных зависимостей были выявлены две элементные ассоциации: Au-Te-Zn-Pb-Ag-Cd-Sb – рудная ассоциация; где выделяется две элементные группы:

Au-Ag-Te, связанная с основным этапом образования золото-теллуридной минерализации и Au-Ag-Pb-Zn-Cd, представляющая более ранний этап отложения золота, связанного с сульфидами. Sr-Rb-Y-Zr – ассоциация гранитоидных пород, обусловленная влиянием на рудоотложение вмещающих пород.

Таблица 3. Корреляционная матрица руд месторождения Пионерское

	V	Cr	Fe,%	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Mo	Sn	Cd	Sb	As	Pb	Bi	Au	Ag	Te
V	1,00																				
Cr	0,18	1,00																			
Fe,%	-0,41	-0,38	1,00																		
Co	-0,15	0,41	0,12	1,00																	
Ni	-0,06	0,04	0,38	-0,07	1,00																
Cu	-0,17	-0,07	0,25	-0,16	-0,06	1,00															
Zn	-0,13	-0,01	-0,11	-0,25	-0,12	0,33	1,00														
Rb	0,43	-0,01	-0,32	-0,31	-0,09	-0,17	0,05	1,00													
Sr	0,74	-0,18	0,19	-0,10	0,16	-0,07	-0,03	0,19	1,00												
Y	0,16	-0,43	0,29	-0,41	-0,02	-0,11	0,33	0,07	0,46	1,00											
Zr	0,59	-0,32	-0,01	-0,31	-0,10	-0,18	-0,02	0,83	0,56	0,24	1,00										
Mo	-0,23	0,15	-0,47	-0,14	-0,08	-0,02	0,10	-0,46	-0,44	-0,25	-0,50	1,00									
Sn	-0,14	0	-0,01	0,16	0,23	0,28	0,40	0,28	0,15	-0,56	0,04	0,59	1,00								
Cd	0,14	0	0,35	-0,41	-0,25	0,17	1,00	0,59	0,62	0,99	0,60	0,46	0,59	1,00							
Sb	-0,05	0	0,83	-0,51	-0,18	0,23	0,90	-0,01	0,55	0,82	-0,04	0,67	0,72	0,92	1,00						
As	-0,26	-0,06	0,81	0,45	0,18	-0,13	-0,14	-0,20	-0,11	-0,26	-0,19	-0,36	-0,28	-0,39	-0,53	1,00					
Pb	-0,20	-0,20	0,35	0,18	0,37	-0,11	-0,01	-0,03	0,02	0,15	-0,17	-0,26	0,36	-0,11	0,06	0,07	1,00				
Bi	-0,31	0	0	-0,26	0,40	0,37	-0,05	-0,04	-0,11	-0,36	-0,40	-0,45	0,12	-0,35	0,20	-0,05	-0,10	1,00			
Au	-0,19	-0,26	0,31	0,03	-0,04	0,00	0,72	0,25	-0,15	-0,14	-0,17	0,05	0,68	0,86	0,84	-0,07	0,44	0,04	1,00		
Ag	-0,11	-0,38	0,57	-0,25	0,06	0,01	0,86	0,56	-0,11	0,05	-0,03	0,02	0,46	0,89	0,89	-0,10	0,21	0,11	0,84	1,00	
Te	-0,30	0	0,06	0,01	0,05	-0,06	0,55	0,01	-0,26	-0,07	-0,26	0,21	0,67	0,78	0,80	-0,21	0,65	0,08	0,93	0,73	1,00

3.5. P-T условия рудообразования Пионерского месторождения

Были изучены первичные флюидные включения (ФВ) из кварца I и карбоната (кальцита) золотоносных жил Пионерского месторождения. Ввиду малых размеров зерен кварца II и отсутствия пригодных включений, его термобарогеохимические исследования провести не удалось. Но тем не менее оказалось возможным провести термобарогеохимические исследования кальцита, ассоциирующего с телуридными минералами. В связи с широко проявленными пострудными деформациями, руды Пионерского месторождения крайне сложны для термобарогеохимических исследований. Наряду с доминирующими цепочками вторичных включений в зернах кварца обнаружены очень редкие, как правило мелкие первичные ФВ размером от первых микрон до 10-12 микрон, единичные ФВ достигают 16-20 мкм. Для изучения отбирались включения, расположенные на удалении от залеченных трещин и шлейфов вторичных ФВ (рисунок 13, а, б).

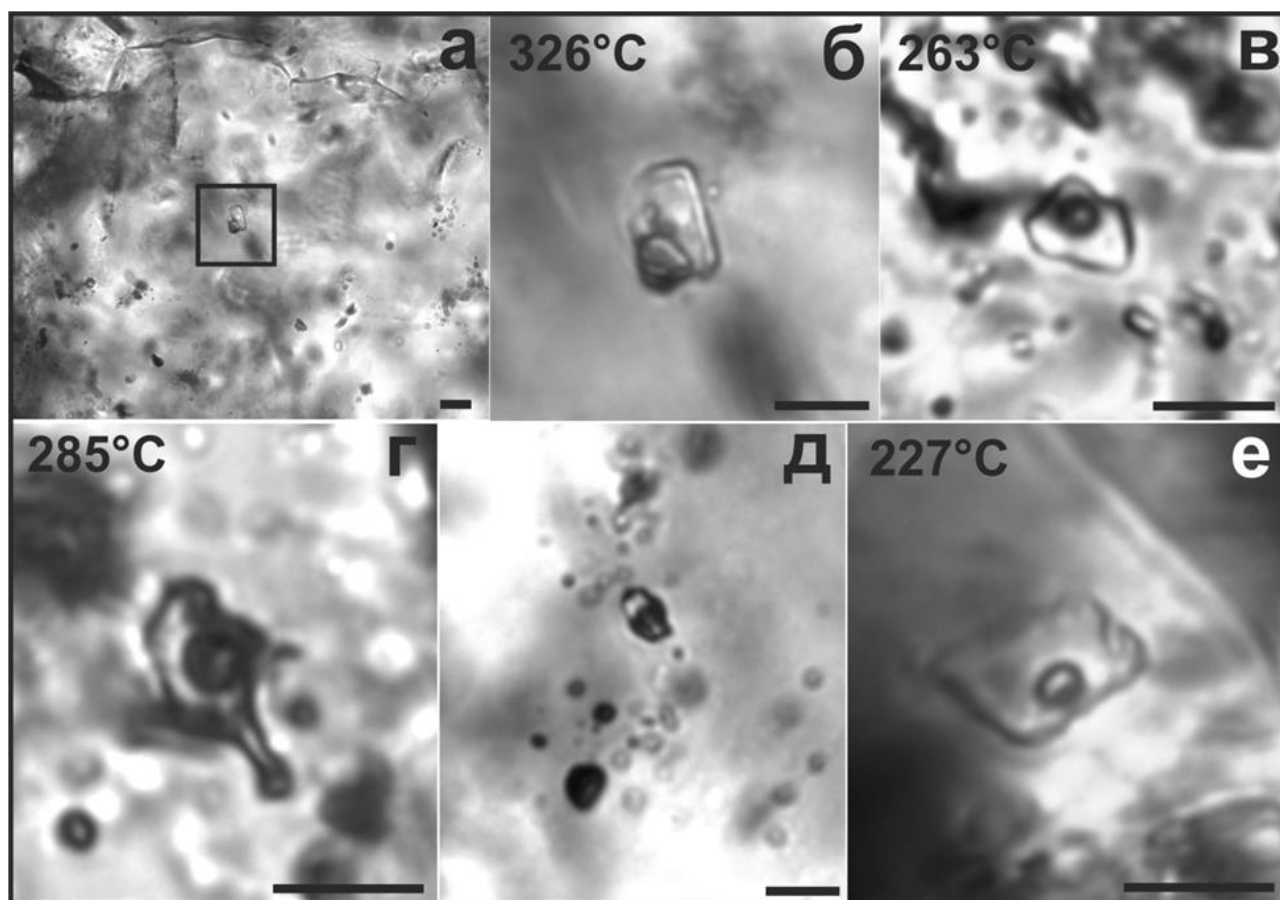


Рисунок 13. Первичные флюидные включения Пионерского месторождения. а – газожидкое двухфазовое включение на удалении от трещин и шлейфов вторичных ФВ в центре зерна

кварца; б – увеличенный снимок первичного 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.

В результате было изучено более 20 первичных флюидных включений в зернах кварца (6 шт) и карбоната (3 шт). В таблице 5 приведены данные по 9 ФВ, параметры которых удалось достоверно определить. Изученные ФВ имеют двухфазовый состав (жидкая фаза > газовый пузырь), не содержат твердых фаз и видимой каймы жидкой CO_2 (рисунок 13, а, б, в, г, е). Методами криометрии и КР-спектроскопии углекислота в газовой фазе включений не идентифицирована. Кроме этого, обнаружены редкие зерна с мелкими ФВ (менее 2-3 микрон), в которых преобладает жидкая фаза (существенно-водные), и ФВ, где преобладает газовая фаза (существенно-газовые), которые располагаются в пределах одной зоны роста минерала-хозяина, что позволяет предположить их сингенетичность (рисунок 13, д). Такие сингенетичные ФВ обнаружены как в кварце, так и в кальците. Общий интервал температур гомогенизации ФВ в кварце составляет 326–255°C. Флюидные включения из кальцита, имеют более узкий интервал температур гомогенизации (225 – 227°C). Температуры плавления льда варьируют от -4.5 до -6.5 °C, следовательно, общая соленость растворов во включениях в кварце соответствует 7.2 – 9.9 мас. % экв. NaCl. В ФВ из карбонатов, формирование которых происходило позднее кварца I, соленость оказалась относительно ниже – 3.2 – 3.4 мас. % (температуры плавления льда – -1.9 – -2°C). Измеренные температуры эвтектики (-35...-38°C) соответствуют водным растворам хлоридов Mg и Fe, с примесью Na и K. В карбонате температуры эвтектики ниже (-44...-48°C), что может свидетельствовать о примеси хлорида Ca в солевом составе (см. таблица 5).

Наличие редких участков сингенетичных существенно-газовых и существенно-водных ФВ в кварце I и карбонате по всей видимости, свидетельствует об эпизодическом вскипании минералообразующих флюидов.

Таким образом, температуры образования кварца I составили 255 – 326°C. Расчет температур по хлоритовому геотермометру (Котельников и др., 2003) на основе 5 анализов хлоритов, ассоциирующих с Ni-содержащими минералами, показал значения температур 258-277°C, что согласуется с данными термобарогеохимических исследований.

Температура гомогенизации ФВ в карбонатах составила 225 – 227°C. Поскольку кальцит непосредственно ассоциирует с золото-теллуридной минерализацией, можно сделать вывод, что теллуриды образовались при похожих температурах. В дальнейшем, для расчета изотопного состава серы в H₂S равновесного флюида и фугитивности теллура и серы используется значение – 225°C, как наиболее вероятная температура рудообразования. Также согласно фазовой диаграмме H₂O-NaCl (Bodnar, Vityk, 1994), учитывая, что в процессе минералообразования происходила гетерогенизация флюида, максимальное значение температуры формирования кварца (326°C) соответствует давлению 115 бар (рисунок 14). Это значение принято, как гидростатическое давление при образовании жил Пионерского месторождения. Полученные P-T параметры свидетельствуют о малой глубине рудоотложения, порядка 300 – 350 м от палеоповерхности, согласно усредненному геобарическому градиенту (300 бар на 1 км).

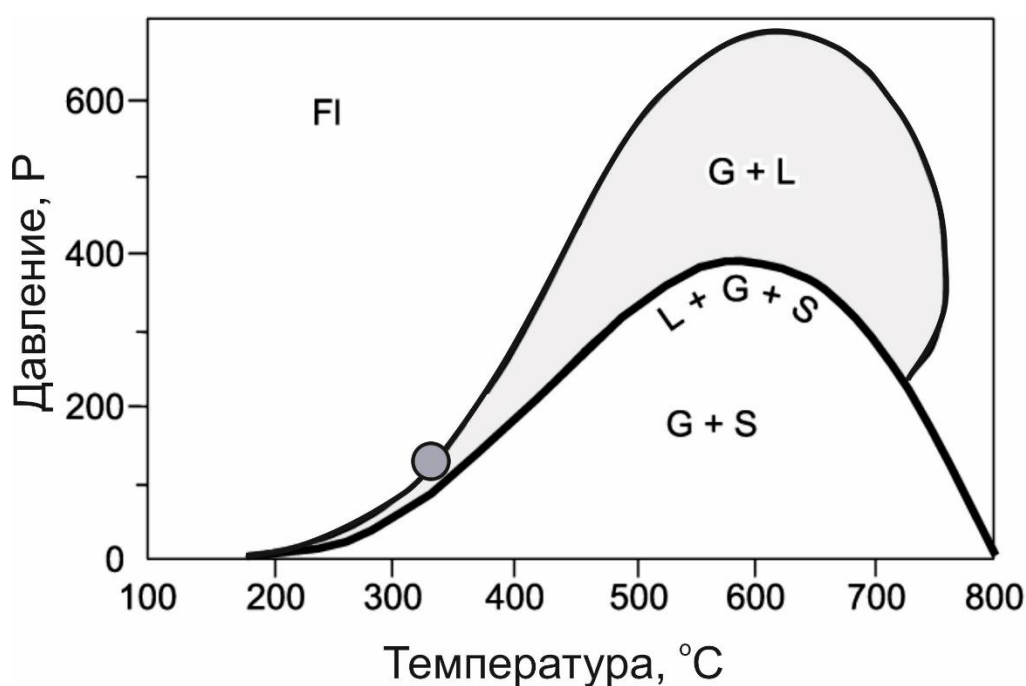


Рисунок 14. Фазовая P-T диаграмма NaCl-H₂O по (Bodnar and Vityk, 1994). Серым обозначена критическая точка сосуществования жидкости и пара.

Таблица 4. Результаты термобарогеохимических исследований включений Пионерского месторождения

№	Участок	Минерал	T	T пл.	T гом., °C	Соленость,
НД-4	Надежда	Кварц	-37	-5.5	263	8,55
НД-4			-38.6	-6	264	9,21
НД-4			-37	-6.5	285	9,86
НД-4			-38	-5	250	7,86
НД-4		Карбонат	-44	-1.9	227	3,23
НД-4			-46	-2	225	3,39
П-6	Пионерский	Кварц	-37	-4.9	260	7,73
П-6			-36	5,5	270	8,55
П-6			-37.7	4,5	260	7,17

Оценка фугитивности теллура и серы

Диаграмма в координатах $\log f_{\text{Te}_2} - \log f_{\text{S}_2}$, полученная с использованием термодинамических данных о сульфидах и теллуридах (Afifi et al. 1988; Cabri, 1965) широко используется для оценки фугитивности Te и S, на основе анализа условий отложения минеральных ассоциаций (Pals et al. 2003; Shackleton et al. 2003; Cepeda et al, 2006; Плотинская и др., 2006). Исходя из анализа этой диаграммы, можно ограничить поле устойчивости, наблюдаемой в рудах Пионерского месторождения, ассоциации теллуридов Au – Ag – Pb – Bi (калаверит, самородное золото, алтаит, галенит, теллуровисмутит и гессит) (рисунок 15).

Выявленная последовательность отложения рудных минеральных ассоциаций позволяет наблюдать 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 и низкой фугитивности теллура. В дальнейшем, значения f_{S_2} снижались, о чем свидетельствует появление сульфосолей и пирротина в составе кварц-полисульфидной ассоциации.

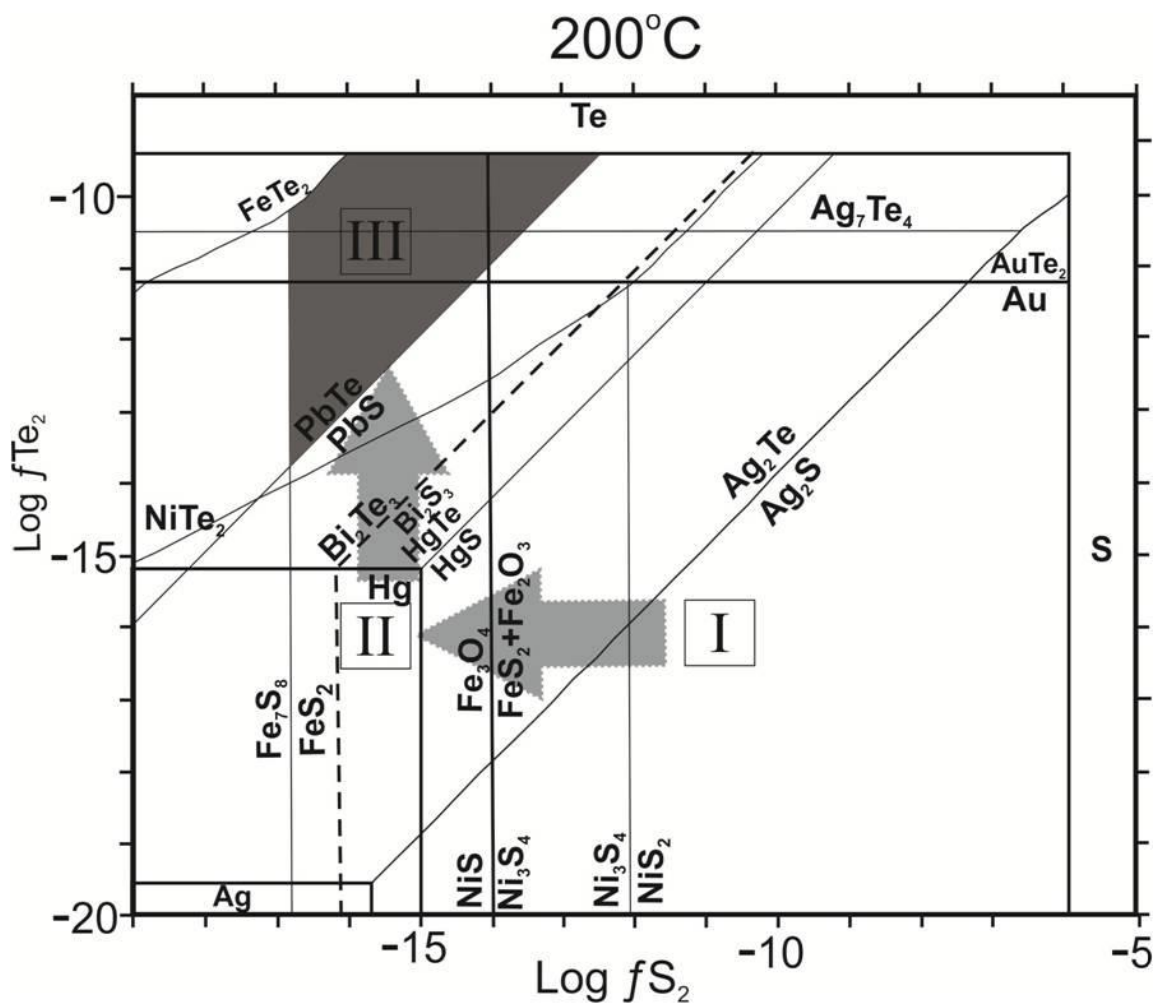


Рисунок 15. Диаграмма логарифмов фугитивности Te и S для $T=200^{\circ}\text{C}$ (Affifi et al. и др. 1988).

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).

На поздней стадии отложения сульфидов не происходило, но осаждались теллуриды, что говорит о низкой фугитивности серы и повышенной – теллура. Область фугитивности серы на поздней золото-теллуридной стадии ограничена линией равновесия пирит-пирротин, что соответствует значению $f\text{S}_2$ – -17. Тогда как активность теллура ограничивается линиями равновесия галенит-алтаит, самородный теллур-гессит, алтаит. Значения $f\text{Te}_2$ попадают в интервал -9.5 – -13.8 логарифмических единиц.

3.6. Изотопный состав серы, кислорода и свинца Пионерского месторождения.

Изотопные составы серы в пирите имеют значения от +0.9 до +4.5‰. Расчет изотопного состава серы в H₂S равновесного флюида для температуры 225°C, проведенный согласно уравнению, опубликованному в работе (Ohmoto, Rye, 1979), показывает значения от -0.1 до +2.9‰. (таблица 5).

Изотопный состав кислорода в кварце был определен по валовому составу (без разделения на генерации). Значения δ¹⁸O в рудном кварце попадают в узкий интервал +12.5 – +13.6 ‰. Расчет изотопного состава кислорода в равновесном флюиде, проведенный для температуры 285°C как средней температуры образования захвата включений кварца П показал интервал значений δ¹⁸O = +5.0 – +6.1 ‰ (см. таблица 4).

Таблица 5. Изотопные составы серы в пирите и кислорода в кварце рудопроявления Надежда в сравнении с пиритами Пионерского месторождения

№ пробы	Объект	Минерал	δ ³⁴ S, ‰	δ ³⁴ S _{фл.} , ‰	δ ¹⁸ O, ‰	δ ¹⁸ O _{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			
П-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
П-24	Пионерский участок				12.8	5.3	
П-27					13.1	5.6	
П-27-1					13.0	5.5	
П-29					12.5	5.0	
П-3					12.7	5.2	
П-34					13.6	6.1	

Примечание: δ³⁴S_{фл.} – изотопный состав серы в H₂S равновесного флюида рассчитан для температуры 225°C. δ¹⁸O равновесного флюида рассчитан для T=285°C.

Также были получены изотопные отношения свинца в пиритах Пионерского месторождения. Значения изотопного состава свинца имеют значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.206-15.602$ $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.076-15.174$ $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.383-37.111$. На диаграмме соотношений точки составов ложатся вблизи Pb-Pb изохроны 1900 млн лет (рисунок 31). Учитывая, что возраст пород Гарганской глыбы составляет 2727 млн. лет (Анисимова и др., 2009), такое положение фигуративных точек может быть объяснено поступлением части свинца из вмещающих гранитогнейсов Гарганской глыбы в ходе миграции рудообразующего флюида к зоне рудоотложения. В то же время и для Пионерского и для Кедровского месторождений устанавливается нижнекоровый источник свинца.

ГЛАВА 4. ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЕДРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

4.1. Геологическое строение Кедровского месторождения

В Кедровском рудном поле известно несколько кварцево-жильных тел, ранее выделяемых в качестве отдельных мелких месторождений, которые в настоящее время объединены в Кедровское месторождение (рисунок 16). Кедровское рудное поле приурочено к южным отрогам Южно-Муйского хребта. Рудное поле месторождения площадью около 170 км² располагается на левом и правом бортах р. Тулдуни, притоке р. Витим.

Осадочные породы, развитые на Кедровском месторождении представлены породами кедровской свиты, а также четвертичными образованиями, интрузивные образования представлены породами Кедровского габброидного комплекса, и Конкудеро-мамаканского гранитного комплекса. Описание дано по объяснительной записке государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Муйская серия. Лист О-50-XXXII.

Кедровская свита нижнепротерозойского возраста сложена измененными в результате воздействия регионального и контактового метаморфизма, осадочно-метаморфическими породами. В ее составе выделены три пачки: нижняя пачка, представленная преимущественно биотитовыми сланцами и мигматито-гнейсами с прослоями и горизонтами кварц-полевошпатовых и слюдистых песчаников, тонкослоистых известняков, известково-сланцев, известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов, кварцитов; средняя пачка состоящая из мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников с прослоями биотитовых и двуслюдистых, иногда слюдисто-хлоритовых сланцев и горизонтами вышеназванных тонкослоисто-перемежающихся терригенно-карбонатных пород; верхняя пачка - преимущественно двуслюдисто-кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями и горизонтами двуслюдистых, слюдисто-хлоритовых сланцев и мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников.

Интрузивные образования представлены породами кедровского (базитового) и конкудеро-мамаканского гранитоидного комплексов.

Кедровский интрузивный комплекс сложен мелко-, среднезернистыми габбро, габбро-диоритами, габбро-диабазами, габбро-норитами, оливиновыми габбро. Встречаются и титаномагнетитовые разности. Породы, слагающие интрузив, ритмично чередуются. Для массива характерно наличие серии крупных тел габбро-пегматитов, протягивающихся вдоль плоскостей расслоения на протяжении нескольких километров, а также ксенолитов метаморфизованных карбонатно-терригенных пород кедровской толщи. На габброиды Кедровского массива накладывается мигматизация, вызванная внедрением гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса. Зачастую мигматиты образуют обширные вытянутые тела, приуроченные к зонам тектонических нарушений (Цыганков и др., 1998).

В зонах разрывных нарушений, особенно вдоль тектонитизированного контакта с осадочно-метаморфической кедровской свитой, породы Кедровского интрузивного комплекса претерпели амфиболизацию и зеленокаменное изменение. В отдельных случаях они превращены в габброидные милониты и катаклазиты. В кровле и эндоконтактной части массива часто отмечаются ксенолиты вмещающих пород, несущие следы пластической деформации. Сульфидная минерализация проявляется в наличии редкой, мелкой вкрапленности пирита, реже пирротина.

Возраст Кедровского габброидного комплекса, определённый изохронным Sm-Nd методом, составляет 735 ± 26 млн. лет. (Рыцк и др., 2001).

Конкудеро-мамаканский (витимский) интрузивный комплекс представлен телами гранитоидов, и делится на 1 и 2 фазы. Тела первой фазы комплекса сложены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, которые прорываются редкими дайками диабазов, габбро-диоритов, диоритов. По большей части эти тела представляют контактовые, гибридные разности с переменным количеством ксенолитов габброидов кедровского комплекса. Тела второй фазы комплекса сложены гранодиоритами, биотит-амфиболовыми гранитами, плагиогранитами. На севере рассматриваемой территории распространены тела гранодиоритов, а в

южной части участка в пределах Кедровского массива, особенно в центральной его части распространены массивные среднезернистые граниты и плагиограниты. Из жильных производных отмечаются редкие дайки пегматитов.

Жильные тела и дайки второй фазы пространственно связаны с гранитоидами второй фазы конкудеро-мамаканского комплекса. Они прорывают как гранитоиды второй фазы, так и габброиды кедровского комплекса и метатерригенные образования кедровской толщи. Кислые разновидности даек и небольших тел представлены аплитовидными гранитами, пегматоидными гранитами, пегматитами и порфиroidными гранитами. Они слагают ветвящиеся жильные, пластообразные тела, апофизы и мелкие штоки. Пегматиты, а также пегматоидные и аплитовидные граниты выполняют различные участки жильных тел малой мощности (0,1 – 0,4 м), залегают среди углеродистых милонитов. Они представляют собой светло и тёмно-серые крупно- и гигантокристаллические неравнозернистые массивные породы. Гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры выполняют пластообразные тела и апофизы малой мощности. Это полнокристаллические серые, светло- и тёмно-серыми, имеющие порфировую структуру породы. Диоритовые порфириты и микродиориты представлены серыми и тёмно-серыми мелкокристаллическими массивными породами. Диоритовые порфириты отличаются от микродиоритов порфиroidной структурой и зеленоватым оттенком. Основная масса имеет микродиоритовую структуру и сложена плагиоклазом, роговой обманкой, иногда небольшими количествами калишпата и кварца. Для пород характерна пиритизация. Микродиориты и диоритовые порфириты прорываются дайками микрогаббро (Кучеренко, 2004).

Возраст пород конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса, присутствующих в рудном поле Кедровского месторождения, ранее считался позднепалеозойским – 301.0 ± 4.9 млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Шацилло, 2014). Определения абсолютного возраста K-Ar методом (Кучеренко, 1989) составляют для риолит-порфира (дорудной дайки) – 318 ± 5 млн. лет, диоритового порфирита – 300 ± 5 млн. лет, долерита (послерудного) – 253 ± 11 млн. лет. Данные значения отвечают карбоновому возрасту и хорошо увязываются с цифрой, полученной тем

же методом по серициту околорудных метасоматитов – 282 ± 5 млн. лет (Кучеренко, 1989). U–Pb-возраст по циркону показывает, что гранитоиды Кедровского массива (781 ± 3 млн. лет) образовались в раннем неопротерозое (Чугаев и др., 2019). Таким образом сведения о возрасте и, соответственно, формационной принадлежности гранитоидов, присутствующих в рудном поле месторождения неоднозначны.

Метаморфизм

Региональный метаморфизм связан с подъёмом теплового потока в момент становления гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса и проявлен на уровне амфиболитовой фации метаморфизма. Под влиянием позднепалеозойского регионального метаморфизма карбонатно-терригенные образования кедровской толщи претерпели биотитизацию, окварцевание, мраморизацию и содержат вкрапленность граната, мусковита и тремолита. Габброиды кедровского комплекса биотитизированы на сотни метров за пределы контакта с Кедровским гранитоидным массивом.

Контактовый метаморфизм проявлен в ороговиковании, скарнировании и мраморизации карбонатно-терригенных образований кедровской толщи при внедрении габброидов кедровского комплекса. Позднепалеозойский контактовый метаморфизм связан с внедрением гранитоидов конкудёро-мамаканского комплекса и проявлен в скарнировании, ассимиляции пород кедровской толщи и габброидов кедровского комплекса. Контактный метаморфизм этого периода представлен небольшими участками скарнирования, зонами агматитов и обширными полями инъекционных мигматитов, пронизывающих вмещающие породы экзоконтакта на десятки и первые сотни метров. Контактный метаморфизм, связанный с внедрением жильных тел и даек кислого состава, проявлен в окварцевании, ороговиковании и биотитизации вмещающих пород.

Начиная с позднего протерозоя, на территории Кедровского рудного поля неоднократно проявлялись процессы динамометаморфизма. В этот период в процессе формирования протяжённых взбросо-сдвиговых дислокаций образовывались милониты и тектонические сланцы шовных зон.

Милониты метаморфизованной карбонатно-терригенной кедровской толщи слагают протяжённые шовные зоны взбросо-сдвиговых и оперяющих взбросо-надвиговых и сдвиговых дислокаций. Они представлены светло-серыми, белыми полосчатыми тонкозернистыми бластомилонитовыми породами углерод-кварц-карбонатного состава. Милониты, развивающиеся в габброидах кедровского комплекса или протягивающиеся вдоль тектонического контакта габброидов с метакарбонатно-терригенными образованиями кедровской толщи, выполняют протяжённые шовные зоны взбросо-сдвиговых дислокаций. Часто по зонам милонитизации в габброидах кедровского габброидного комплекса внедрены жильные тела гранитоидов второй фазы конкудёро-мамаканского комплекса. Милониты, развивающиеся в гранитоидах конкудёро-мамаканского комплекса или протягивающиеся вдоль их тектонического контакта с метакарбонатно-терригенными образованиями кедровской толщи, представляют собой светло-серые плотные сланцеватые бластомилонитовые и лепидогранобластовые породы.

В пределах Кедровского месторождения нарушения контролируют размещение разновозрастных даек и кварцевых жил, нередко сопровождаются ожелезнением, окварцеванием, березитизацией и развитием вкрапленной сульфидной минерализации. Среди всего спектра разнонаправленных нарушений наибольшее значение имеют разрывные нарушения Северо-Северо-Западного и Северо-Восточного направлений и области пересечения этих разнонаправленных структур. Среди нарушений ССЗ направления были выделены Главная, Западная и Восточная зоны, мощностью от первых метров до первых сотен метров.

Гидротермально-метасоматические образования

На территории Кедровского рудного поля они представлены многочисленными кварцево-жильными образованиями, пропилитизированными, березитизированными и карбонатизированными породами которые являются вмещающими породами, их формирование связано с заключительными стадиями становления гранитоидов конкудёро-мамаканского комплекса и приурочено к зонам дислокаций и узлам пересечения разнонаправленных разрывных нарушений.

Пропилитизация интенсивно проявлена в габброидах кедровского комплекса и дайковых образованиях основного состава всех возрастов. Наиболее интенсивно процессами пропилитизации затронуты породы, слагающие апикальную часть Кедровского массива габброидов. Пропилиты и сильно пропилитизированные породы представляют собой светло-зелёные тонкозернистые альбит-карбонат-хлоритовые или альбит-хлорит-карбонатные породы.

Процесс березитизации наиболее проявлен в гранитоидах конкудёро-мамаканского комплекса и метакарбонатно-терригенных образованиях кедровской толщи. Березиты развиваются вдоль тектонически ослабленных зон, в том числе включающих кварцевожильные образования. Березиты представлены анкеритизированными и серицитизированными породами, часто утратившими первоначальный облик, содержащими вкрапленность мелкокристаллического пирита и реликтов кварца. Березитизированные породы вблизи кварцевожильных образований слабозолотоносны и характеризуются повышенными содержаниями золота и серебра.

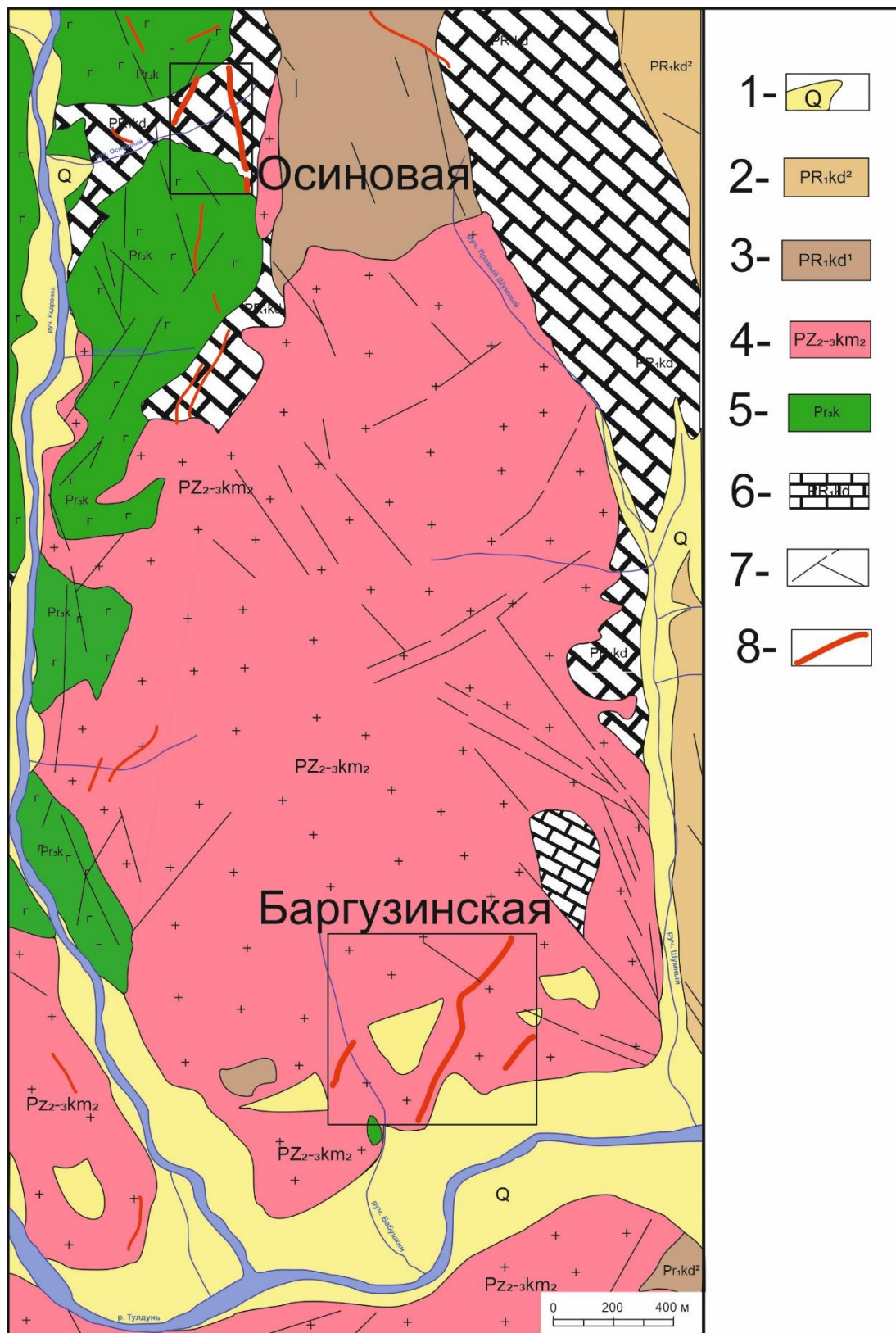


Рисунок 16. Схема геологического строения месторождения Кедровское, масштаб 1:10000 (составлена по материалам ООО «Артель старателей Западная»): 1 - Аллювиальные отложения русла, поймы и низких надпойменных террас; 2 - Метаосадочные породы кедровской свиты неопротерозойского возраста. Средняя пачка: мелко-среднезернистые песчаники с прослоями и горизонтами биотитовых сланцев, кварцитов, серицит-хлоритовых сланцев; 3 -

Кедровская свита. Нижняя пачка: мелко-среднезернистые биотитовые сланцы интенсивно мигматизированные с горизонтами кварц-полевошпатовых песчаников, кварцитов, известняков; 4 - Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса средне палеозойского возраста (301 млн. лет) I-II фаза: диориты, гранодиориты, биотит-амфиболовые граниты, кварцевые диориты, гранитоиды краевых фаций, плагиограниты; 5 - Габброиды муйского комплекса протерозойского возраста. Габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, габбро-нориты, оливковые габбро, пироксениты; 6 - Известняки, мраморизованные с прослоями черных алевросланцев, кварцитов, песчаников. Нерасчлененные черные углеродисто-сланцевые сланцы, алевросланцы, алевропесчаники, ороговикованные, черные сульфидизированные кварциты (в т.ч. рассланцованные). Слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы, песчаники; 7 - Разрывные нарушения; 8 - Золотоносные кварцевые жилы.

Исследование особенностей состава и генезиса руд Кедровского месторождения основано на результатах изучения трех промышленно разрабатываемых в настоящее время жил – Баргузинской (опробовано 3 горизонта) и Осиновой (опробовано 7 горизонтов).

Жила Осиновая расположена среднем в течении р. Кедровая на левом берегу в верховьях ручья Осиновый (рисунок 16). Жила Осиновая расположена между Шаманской и Осиновой взбросо-сдвиговыми зонами, где залегает в метакарбонатно-терригенных породах кедровской толщи и габброидах кедровского комплекса. Северным и южным флангами жила причленяется к зонам милонитизации северо-восточного простирания. На участках, где вмещающими породами являются габброиды и кварцитопесчаники, нарушенные трещинами отрыва, жилы имеют плитообразную форму с относительно выдержанной, плавно меняющейся по простиранию мощностью. Залегая среди карбонатных углеродистых милонитов метакарбонатно-терригенной кедровской толщи в шовной зоне взбросо-сдвига.

На участках разветвления жила включает в себя ксенолиты (до 1 м) рассланцованных гидротермально-измененных метакарбонатно-терригенных пород. Прослеженная длина жилы составляет 315 м. Мощность её на поверхности составляет 0,6 – 2,7 м, на глубине 100.0 м жила имеет мощность 2,0 – 5,5 м.

Жила Баргузинская расположена на двух берегах реки Тулдуни в районе устья р. Кедровая (рисунок 16). Жила выполняет трещину отрыва субмеридионального простирания, представленную зоной интенсивного рассланцевания и березитизации в гранитоидах Кедровского гранитоидного массива. Для жилы характерна мощность в пределах 0,5-1,2 м, и плитообразная форма. Жила прослежена по простиранию на 1900 м., по падению на 400 – 500 м.

Рудные тела Кедровского месторождения представляют собой многочисленные кварцево-жильные образования, локализованные в пропицитизированных, березитизированных и карбонатизированных вмещающих породах. В основном рудные тела представлены малосульфидными пирит-кварцевыми и галенит-пирит-кварцевыми и пирротин-кварцевыми жилами, и прожилками, расположенными в зонах дробления, дислокации, рассланцевания и разрывных нарушений (рисунок 16). Мощность рудных тел колеблется от 0,1 м до 5,0 м.

Возраст руд Кедровского месторождения, определенный Rb–Sr методом по околорудным метасоматитам, обоснован как раннепермский (273 ± 4 млн лет) (Чугаев и др, 2017).

Кварц Кедровского месторождения характеризуется массивными или брекчиевыми текстурами, возникшими в результате цементирования кварцем обломков вмещающих пород. Рудные минералы представлены редкой вкрапленностью сульфидных минералов, описание которых приведено ниже. Кварцевые линзы и прожилки слагают зоны прожилкового окварцевания в рассланцованных метакарбонатно-терригенных породах, вблизи взбросо-сдвиговых разрывных нарушений. Доля рудных минералов в кварце составляет примерно 5 %.

4.2 Минеральный состав руд Кедровского месторождения

4.2.1. Жила Осиновая

Жила Осиновая малосульфидная преимущественно золото-кварцевая. Кварц образует жилы прожилки и линзы во вмещающих породах. В Осиновой жиле кварц

молочно-белый, интенсивно трещиноватый, в трещинах, пустотах и межзерновых пространствах в нем отмечается рудная минерализация. (рисунок 17 а, б). Доля рудных минералов в кварце составляет около 1-9 %.

Карбонаты представлены в основном сидеритом, реже встречается доломит. Сидерит присутствует в виде более поздних образований и образует прожилковидные скопления зерен в кварце, а также ксеноморфные выделения, в которых присутствуют зерна галенита. Также он заполняет межзерновые пространства, пустотах и трещинах в пирите. Доломит образует отдельные гнезда в кварце, секущих взаимоотношений доломита и кварца не установлено.

Мусковит встречается редко, образует игольчатые агрегаты зерен в доломите, или в кварце. В мусковите присутствуют мелкие зерна галенита и сидерита.

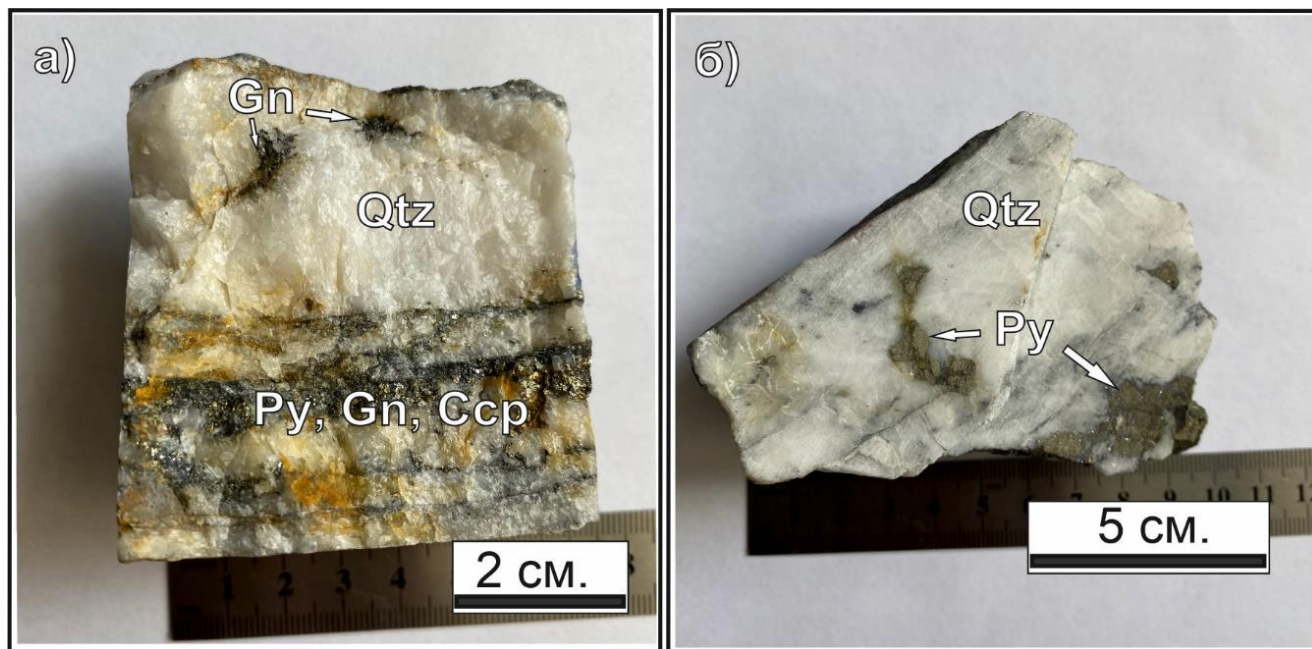


Рисунок 17. Характер распределения рудных минералов в Осиновой сульфидно-золото-кварцевой жиле. А Гнездообразные скопления галенита и халькопирит-пирит-галенитовые прожилки. Б. агрегаты зерен пирита в кварце.

Qtz - кварц, *Py* - пирит, *Csp* - халькопирит, *Gn*- галенит

По составу руды Осиновой жилы относятся к золото-кварцевому умеренно-сульфидному типу. Распределение рудных минералов в кварце – гнездово-

вкрапленное, что обуславливает неравномерное распределение минералов и рудообразующих элементов в пределах жилы, также отмечается прожилковидное скопление рудных минералов (рисунок 17 а). Размер вкрапленностей и гнезд варьирует от первых мм до десятков сантиметров, а прожилков до 0,7 мм. в поперечнике (рисунок 18). Рудные минералы представлены пиритом, марказитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, тетраэдритом, пирротином, самородным золотом, гесситом.

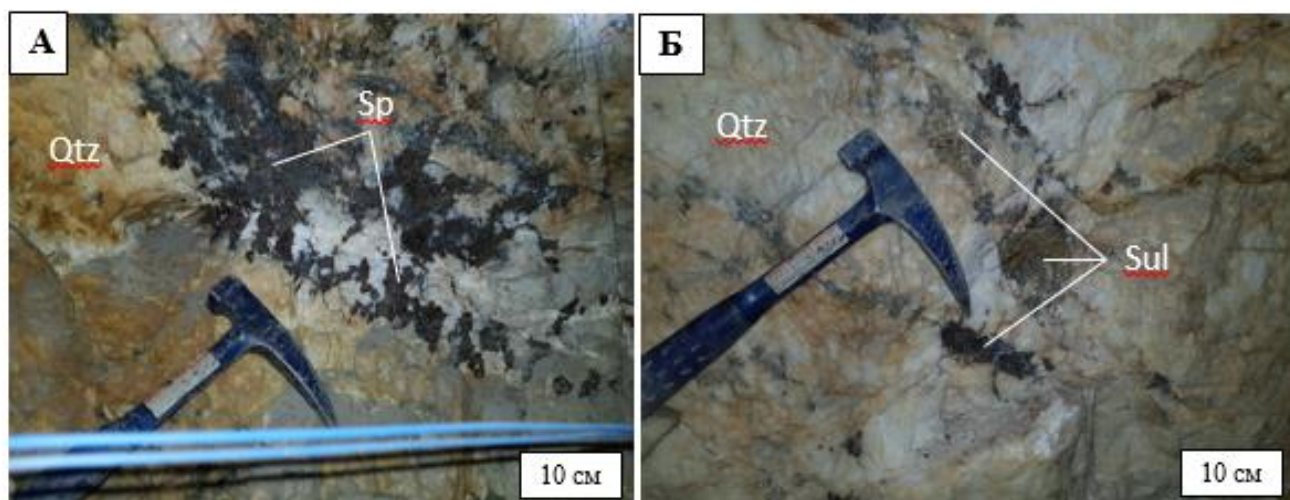


Рисунок 18. Соотношения рудных и жильных минералов в жиле Осиновой (А, Б). А – крупные гнезда сфалерита (Sp) в желтом кварце (Qtz). Б – массивный кварц (Qtz) с гнездами сульфидов – пирит, сфалерит и др. (Sul).

Таблица 6. Средний состав сульфидов Осиновой жилы, мас %

Минерал	Fe	Cu	Zn	Co	Au	Ag	Cd	Sn	Pb	Bi	Sb	S	Сумма
Висмутин										68,77		16,45	85,22
Халькопирит	30,46	33,29		0,14								34,35	98,21
Галенит									86,15			12,33	98,48
Пирит	47,54											53,23	100,78
Пирротин	59,79											39,16	98,98
Сфалерит	4,04		61,46				1,17					32,93	99,60
Станнин	11,60	27,80	4,35					26,32				30,09	100,16
Тетраэдрит	4,07	23,77	3,33			18,32					28,06	23,03	100,01
Ютенбогардит		23,28			15,09	46,53						13,56	98,45

Основным рудным минералом является *пирит*, который был диагностирован в виде 2 генераций. 1 генерация пирита представлена угловатыми, интенсивно

трещиноватыми крупными зернами (рисунок 19 а.). В трещинах и пустотах пирита I присутствует большое количество агрегатов галенита, а также зерна и срастания халькопирита (рисунок 19 б). В пирите I присутствуют каплевидные срастания галенита, халькопирита и магнетита. Также в трещинах и пустотах пирита I выделяется самородное золото в тесной ассоциации с галенитом, реже ассоциирует с халькопиритом (рисунок 19 в). В пирите I присутствуют округлые включения нерудных минералов.

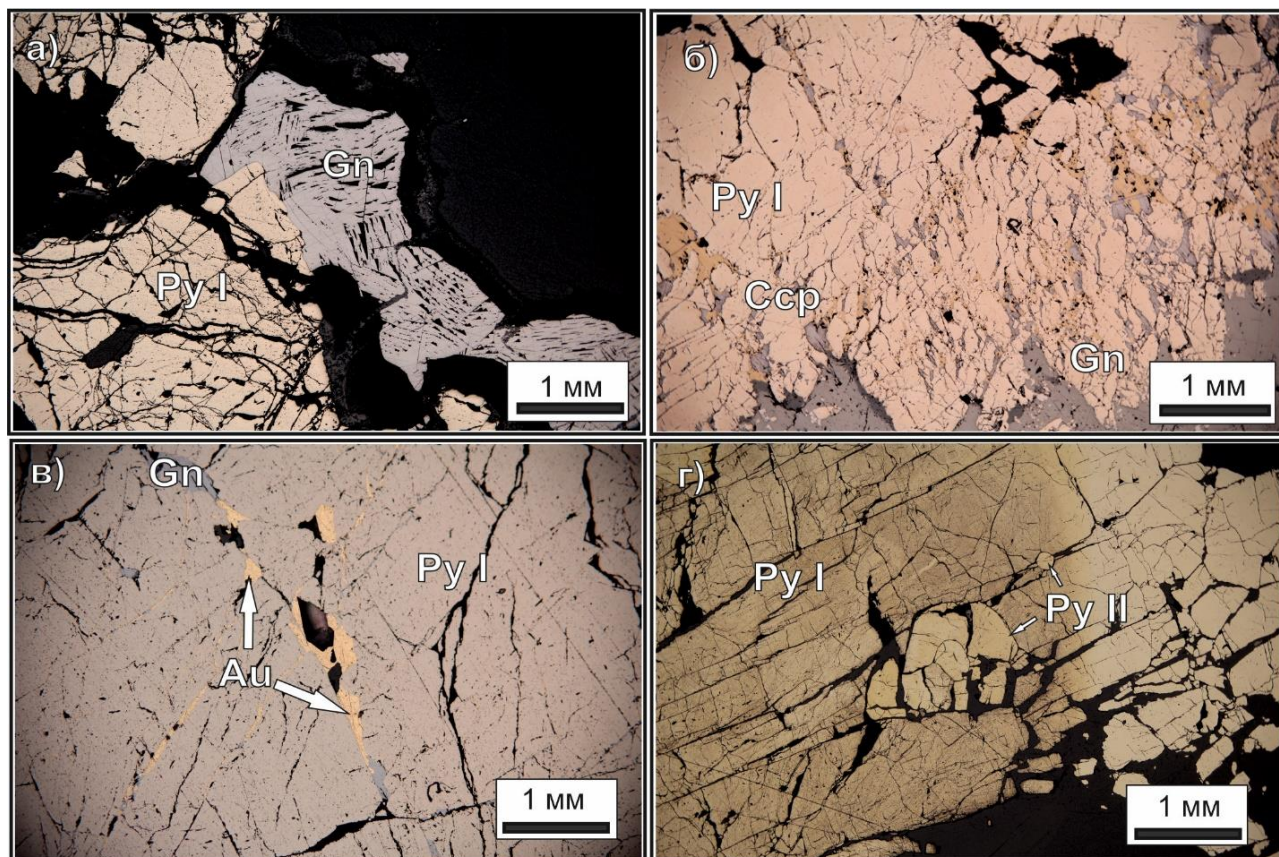


Рисунок 19. Характер распределения рудных минералов Осиновой жилы. а - выделения гипидиоморфнозернистого пирита 1 генерации и галенита, б – выделения галенита и халькопирита в трещинах пирита, в – агрегаты самородного золота в трещинах пирита, г - структурное травление пирита: выявлено 2 генерации пирита, трещиноватые гипидиоморфные зерна пирита 1 генерации и округлые, слабо трещиноватые зерна пирита 2 генерации.

Qtz - кварц, Py - пирит, Ccp - халькопирит, Gn- галенит, Au – золото

Также в жилах присутствует 2 генерация пирита, обнаруженная диагностическим травлением. Она образует редкие, округлые нетрещиноватые зерна в интерстициях пирита I, а также присутствует в виде округлых мелких зерен

в галените (рисунок 19 г). Связи данной генерации пирита с оруденением не установлено.

Галенит образует отдельные, крупные угловатые агрегаты зерен (рисунок 19 а), а также присутствует в пирите I в большом количестве в трещинах и пустотах в пирите (рисунок 19 б, в). В прожилках галенита наблюдаются отдельные мелкие зерна золота. Также галенит встречается в пирите I в виде отдельных округлых включений, а также сростаний с халькопиритом и магнетитом. Галенит часто образует сростания с золотом в пирите I (рис 19 а). В галените также встречаются угловатые зерна сфалерита, а также округлые зерна самородного теллура и тетраэдрита. Галенит обрастает самородное золото, пирит I и сфалерит по краям.

Халькопирит встречается нечасто, в основном в виде прожилков в пирите в ассоциации с галенитом (рисунок 19 б). Также халькопирит отмечается в виде округлых сростаний с галенитом и магнетитом (рисунок 19). Также халькопирит часто образует сростания с самородным золотом (рисунок 20 а, б). В составе халькопирита, определенным ЭДС-РСМА отмечается непостоянная примесь Со (от 0,46 до 0,61 мас %) (таблица 6).

Сфалерит образует угловатые скопления зерен, присутствует в виде включений в галените. Сфалерит является сфалерит-марматитом, поскольку содержит примесь железа (от 1,45 до 10,51 мас. %) (таблица 6). Содержания кадмия в сфалерите варьируют от 0,66 до 2,58 мас. %. Также сфалерит образует редкие сростания с самородным золотом в пирите I (рисунок 20 в)

Тетраэдрит в рудах встречается часто и образует в основном угловатые небольшие включения в составе зерен и прожилков галенита, а также в виде редких сростаний с халькопиритом. В единичных случаях тетраэдрит образует самостоятельные зерна в межзерновых пространствах пирита I и галенита. Характерной особенностью тетраэдрита является наличие примеси цинка (3,33 мас % в среднем) и железа (4,07 мас %) (таблица 6).

Пирротин в Осиновой жиле встречается редко, обычно он образует отдельные мелкие ксеноморфные зерна в галените, или пирите.

Гессит встречен в единичном случае в галените в виде мелкого, угловатого включения. Среднее значение из 2 анализов пересчитывается на формулу $Ag_{2.00}Te_{0.99}$, что соответствует теоретической формуле гессита (Ag_2Te).

Станнин присутствует в виде единичного срастания с золотом в пирите. Результаты анализа станнина пересчитываются на формулу $Cu_{1.911}Fe_{0.907}Sn_{0.969}S_{4.211}$. Для станнина отмечается примесь Zn (3,32 мас%) (таблица 6).

Касситерит образует единичное округлое зерно в пирите. Для касситерита на основе 1 анализа рассчитаны коэффициенты, составляющие $Sn_{0.870}O_{2.310}$

Самородное золото Осиновой жилы образует округлые зерна в пирите (рисунок 20 б), или выполняет относительно крупные трещины и пустоты в нем (рисунок 19 в), но большая его часть приурочена к прожилкам галенита в пирите. В прожилках галенита оно образует округлые мелкие включения. Самородное золото также обрастает по краям галенит. Формы золота в основном крючковатые, округлые и прожилковидные. Золото Осиновой жилы желто-белого цвета, в основном низкопробное, местами отмечаются редкие зерна электрума.

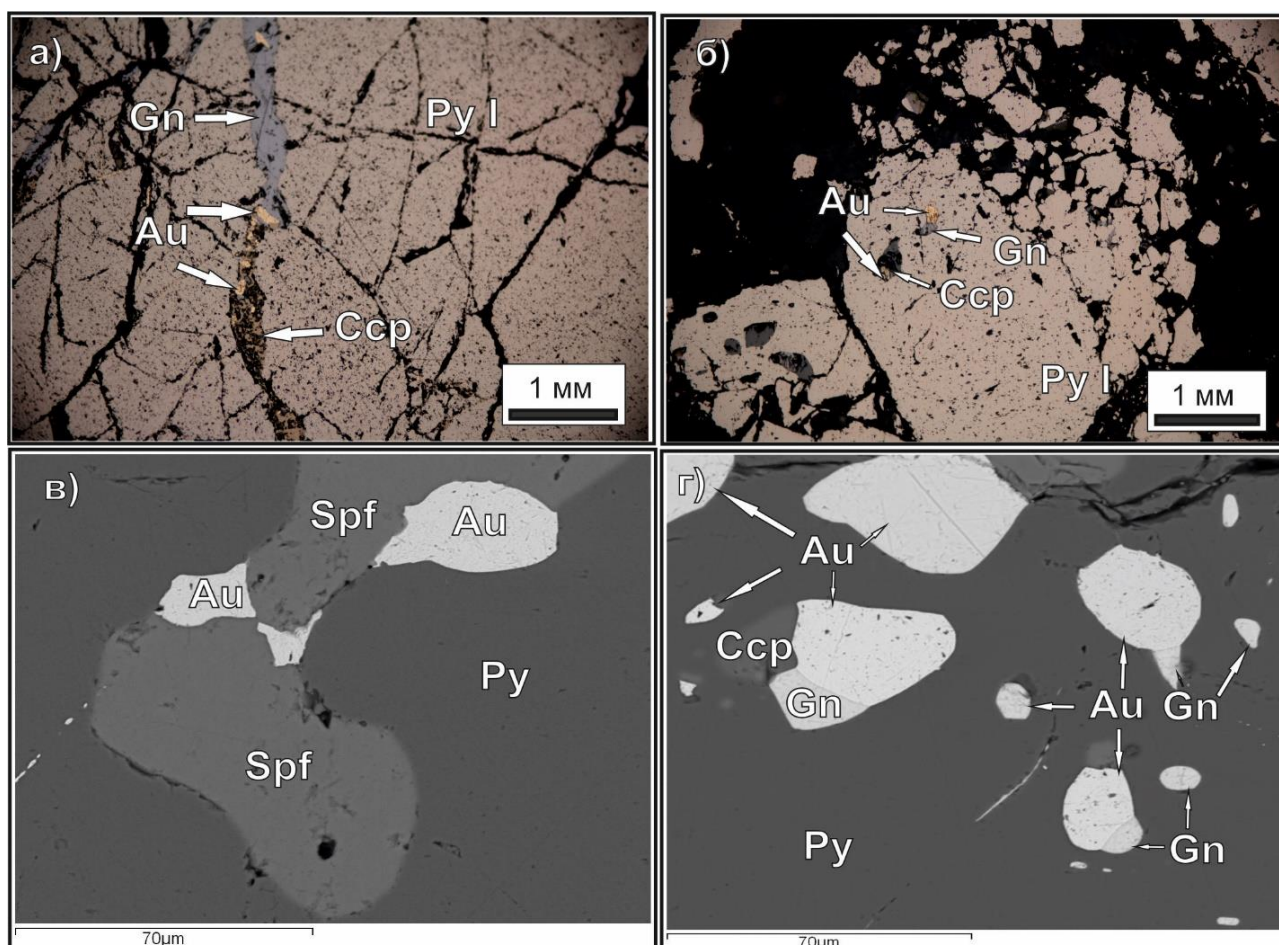


Рисунок 20. А. Характер распределения самородного золота в прожилках галенита Осиновой жилы. Б. Редкие мелкие овальные включения самородного золота Осиновой жилы в пирите в сростании с галенитом и халькопиритом. В. Агрегаты самородного золота в сростании со сфалеритом. Г. Характер распределения самородного золота в пирите: Золото образует сростания с халькопиритом и галенитом.

Список сокращений: Csp - халькопирит, Sd – сидерит, Bi – висмутин, Au – золото, Py - пирит, Gn- галенит, Spf – сфалерит.

Пробность золота Осиновой жилы варьирует от 490 на отдельных горизонтах, до 944 (рисунок 21). Пробность самородного золота Осиновой жилы неоднородна: на отдельных горизонтах присутствуют как высокопробное самородное золото, так и зерна с низкой пробностью. Следует отметить, что пробность самородного золота не зависит от состава ассоциирующих с ним минералов. В целом наблюдается увеличение пробности с глубиной. Так, средние значения пробности для горизонта 937 составляют 700, тогда как для горизонта 712 средние значения около 750.

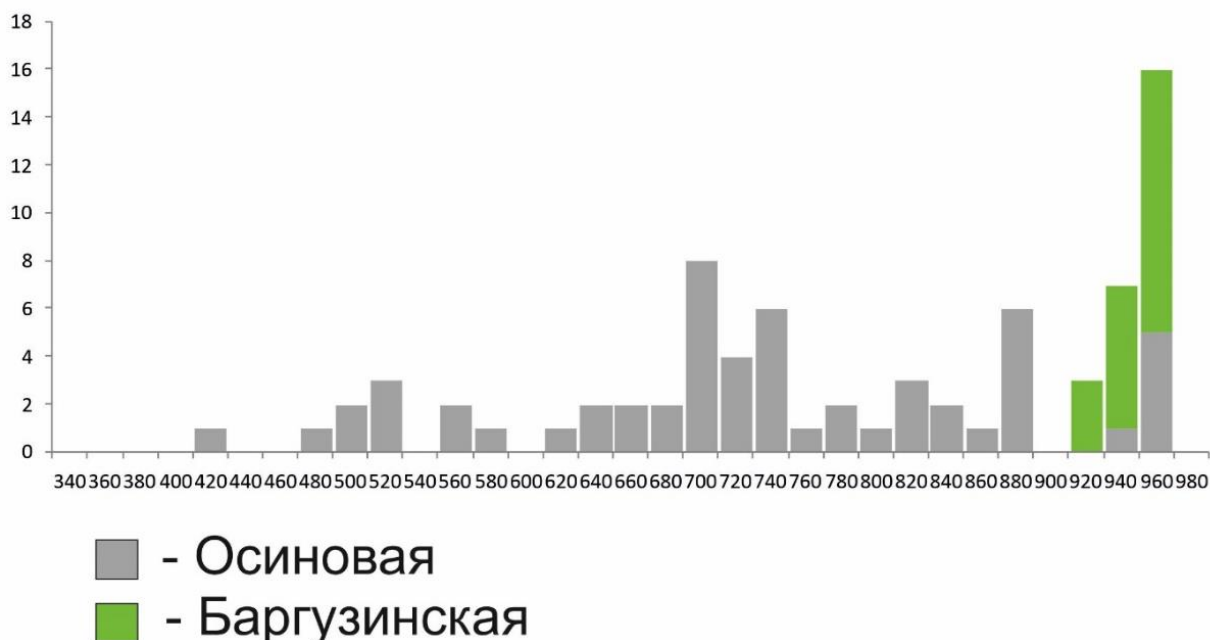


Рисунок 21. Гистограмма пробности самородного золота жил Осиновая и Баргузинская для Кедровского месторождения.

4.2.2. Жила Баргузинская

Баргузинская жила по минеральному составу малосульфидная, сульфидно-золото-кварцевая. Она сложена в основном белым, реже серым кварцем. Белый кварц в основном выполняет протяжённые трещины в дислоцированных породах. Для белого кварца характерны массивные или брекчиевые текстуры, возникшие в результате цементирования кварцем обломков вмещающих пород. Серый кварц слагает боковые части кварцевых жил, имеет полосчатую текстуру, обусловленную наличием тонких прожилков углистого вещества. Он часто содержит вкрапленность пирротита, халькопирита, сфалерита, пирита. Доля рудых минералов в кварце составляет примерно 3 %. Жила Баргузинская сложена кварцем с вкрапленностью и крупными гнездами сульфидных минералов, среди которых преобладает пирротин (рисунок 22).

Сидерит в жиле встречается в виде многочисленных прожилков в пирротине и кварце, реже в виде самостоятельных зерен (рисунок 23 в). Также присутствует в виде прожилков, неправильных выделений, агрегатов зерен и сростаний с магнетитом. В составе сидерита отмечаются зерна висмутина, мальдонита, джонасонита (рисунок 23 г, 24 в).

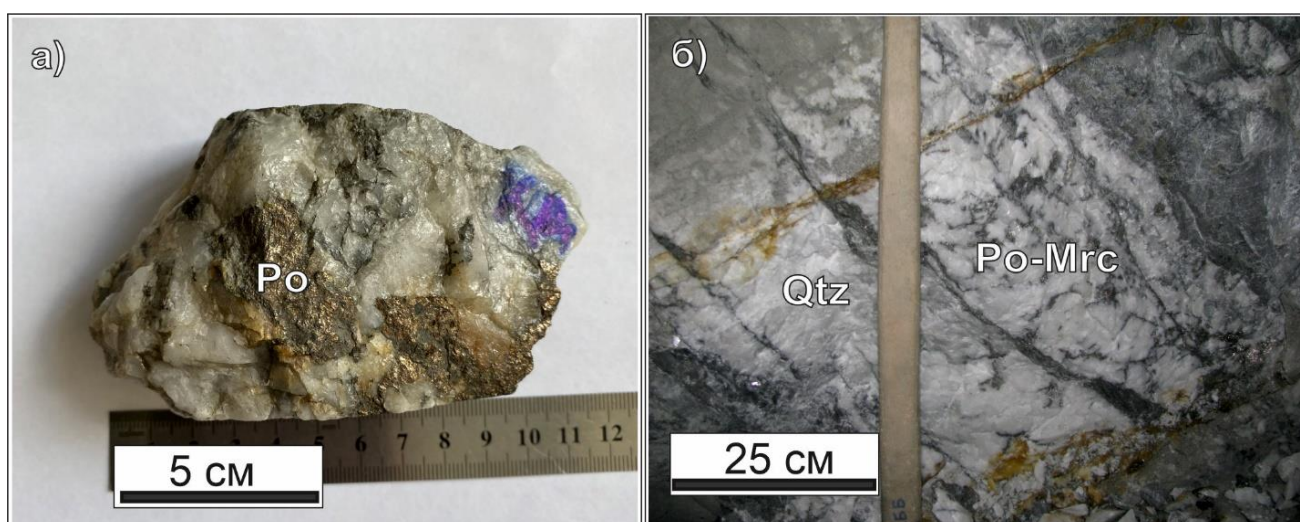


Рисунок 22. Морфология выделения жильных тел Кедровского месторождения: а. Крупные агрегаты пирротина в кварце характерные для Баргузинской жилы. б. Рассланцованные зоны, в которых залегают сульфидно- кварцевые жилы.

Список сокращений: Po - пирротин, Qtz - кварц, Mrc- марказит.

Таблица 7. Средний состав сульфидов Баргузинской жилы, мас %

Минерал	Fe	Au	Cu	Zn	Pb	Co	Te	Cd	Bi	S	Сумма
Висмутин	0	0	0	0	0	0	0	0	68,77	16,45	85,22
Халькопирит	30,28	0	33,60	0	0	0	0	0	0	34,36	98,33
Пирит	46,60	0	0	0	0	0,89	0	0	0	52,56	100,06
Пирротин	60,63	0	0	0	0	0	0	0	0	38,04	98,66
Сфалерит	6,22	0	0	57,66	0	0	0	1,18	0	33,05	98,12
Джонасонит	0	13,393	0	0	8,97	0	0,53	0	63,965	9,105	96,97

Пирротин наиболее распространён, он образует гнездообразные скопления, реже отмечается в виде сливной руды (рисунок 22). В нем часто присутствуют крупные гипидиоморфные кристаллы пирита, агрегаты пирита и марказита, также прожилки и неправильные выделения сидерита, самородного золота, халькопирита и игольчатые сростания гетита (рисунок 23, 24). Также пирротин отмечается в виде округлых включений в сфалерите (рисунок 24). Пирротин повсеместно замещается марказитом (рисунок 23). В марказите присутствует сидерит в прожилках и межзерновых пространствах. Также в марказите присутствуют мелкие округлые включения самородного золота и халькопирита (рисунок 23 г).

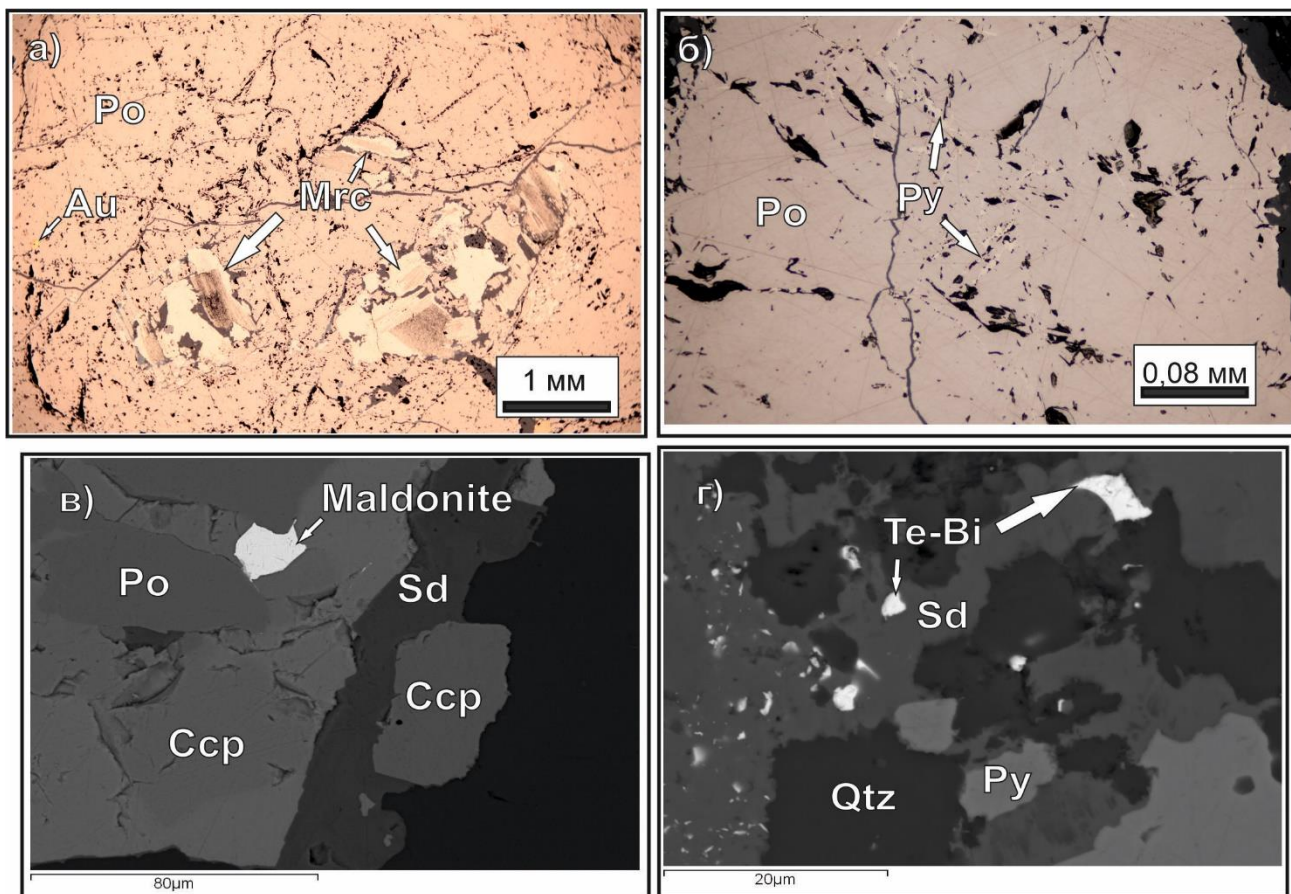


Рисунок 23. Общий вид пирротиновой руды Баргузинской жилы. А Зерна марказита в сплошной пирротиновой массе. Б. Сеть прожилков пирита в пирротине. В морфология выделения рудных минералов.

Список сокращений: *Py* - пирит, *Po* – пирротин, *Au* - золото, *Qtz* - кварц, *Csp* - халькопирит, *Sd* – сидерит, *Te-Bi* – теллуровисмутит.

Халькопирит в жиле отмечен в виде редких неправильных выделений в пирротине (рисунок 24 а), также он содержится в виде отдельных гипидиоморфных угловатых зерен. В халькопирите отмечаются редкие удлинённые зерна пирротина, в которых присутствуют игольчатые включения гетита. Также халькопирит обрастает по краям зерна кварца.

Пирит присутствует в виде редких единичных прожилков в пирротине. В пирите присутствует примесь *Co* (0,89 мас. %) (рисунок 23 а).

Гематит отмечен в виде удлинённых отдельных игольчатых зерен, а также агрегатов зерен в пирротине и марказите (рисунок 24 а).

Теллуровисмутит присутствует в виде большого количества мелких угловатых зерен в прожилках сидерита (рисунок 23 г). Средний состав минерала, рассчитанный на основе 2 анализов пересчитывается на формулу $Bi_{1.878}Te_{3.185}$.

Джонасонит диагностирован единожды в пирите, в виде отдельного округлого зерна. В составе минерала наблюдается примесь Pb (8,97 мас %) и Te (0,53 мас %) (таблица 7). Среднее значение из 2 анализов пересчитывается на формулу $Au_{0.970}Bi_{4.365}Pb_{0.616}S_{4.049} (Au(Bi, Pb)_5S_4)$.

Мальдонит присутствует в виде единичных угловатых зерен в прожилках пирротина и сидерита, где он распадается с образованием висмутина (рисунок 24 в). Согласно (Некрасов, 1991) мальдонит является минералом индикатором условий образования, при температуре выше 371°C он плавится, а при температуре 180°C становится термодинамически нестабильным и распадается на самородное золото и висмутин. Среднее значение состава мальдонита соответствует теоретической формуле $Au_{1.989}Bi_{1.011} (Au_2Bi)$.

Монацит отмечен в виде единичного округлого зерна в мусковите размером 25 мкм.

Самородное золото присутствует в виде округлых зерен и редких прожилков в пирротине и марказите, а также часто ассоциирует с сидеритом (рисунок 23 а, рисунок 24). Оно отмечается в прожилках сидерита в пирите, марказите, пирротине. Форма зерен самородного золота в основном округлая и крючковатая. Золото ярко желтого, до оранжевого цвета, пробность его относительно высокая и варьирует в среднем от 919 до 944% (рисунок 21). Пробность самородного золота Баргузинской жилы в целом однородна и не зависит от вмещающего его минерала.

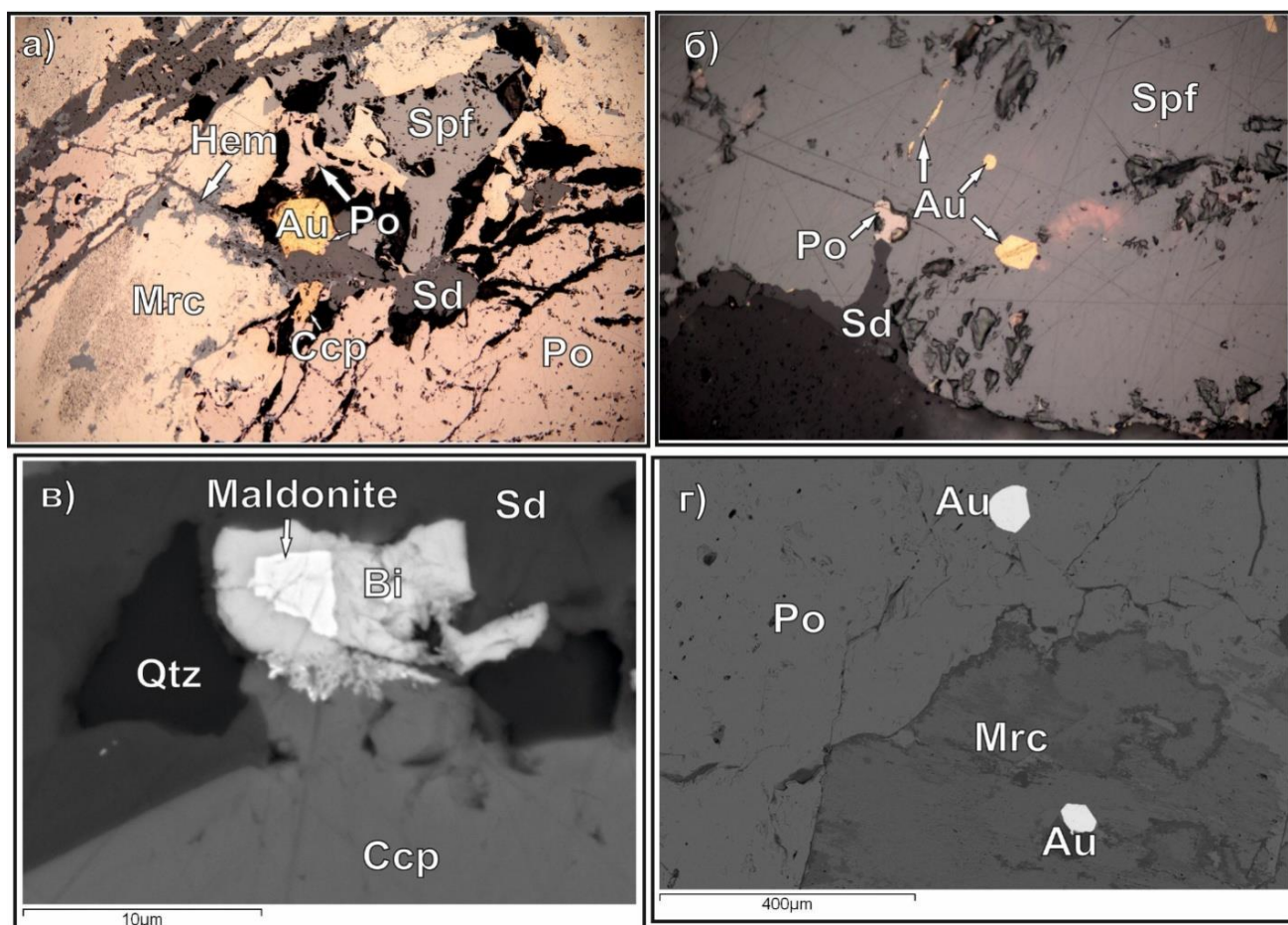


Рисунок 24. Морфология самородного золота Баргузинской жилы. а. самородное золото в сростании с пирротинном. б. Округлые включения самородного золота в сфалерите. в. Распад мальдонита с образованием теллурувисмутита. г. Округлые зерна самородного золота в марказите и пирротине.

Po – пирротин, *Qtz* - кварц, *Mrc*- марказит, *Ccp* - халькопирит, *Sd* – сидерит, *Bi* – висмутин, *Au* – золото, *Spf* – сфалерит, *Hem* – гематит.

4.3 Минеральные ассоциации Кедровского месторождения

На основе проведенных минералогических исследований жил Осиновой и Баргузинской Кедровского месторождения были выявлены следующие минеральные ассоциации: ранняя кварц-пиритовая, золото-сульфидная и гипергенная ассоциации (рисунок 25).

В трещинах и разломах беризитизированных, мусковитизированных, пропицитизированных и милонитизированных пород происходило выделение минералов ранней ассоциации: в имеющиеся трещины и разломы вмещающих пород отлагались кварцевые жилы и прожилки, а также небольшое количество

карбоната (доломит, сидерит), марказит и золото I. В кварцевые жилы в глубоких горизонтах происходило отложение пирротина и пирита I.

Далее на верхних горизонтах происходило отложение золото сульфидной ассоциации: пирита II, а также прожилков галенита, в который отлагались основная часть золота II, висмутин, и теллуrowисмутит, а в кварце отлагался самородный теллур, гессит, мальдонит, джонасонит магнетит.

В гипергенную ассоциацию продолжалось отложение позднего карбоната (доломита), а также образование вторичных англезита и ковеллина.

4.4. Геохимия руд Кедровского месторождения

Главными рудообразующими элементами Осиновой жилы являются Au, Fe, Cu, Pb, Zn (прил.2). Также в рудах в умеренных концентрациях присутствуют As и Sb. Уровень содержаний этих элементов порядка нескольких десятков г/т. Содержания таких элементов как Te, Sn и Hg в большинстве случаев – ниже предела обнаружения. Вi характеризуется неравномерным распределением, в редких пробах его содержания достигают более 500 г/т, хотя в большинстве проанализированных проб его количество ниже предела обнаружения. Как и во всех кварцевожильных рудах, содержания редких и рассеянных элементов (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs) – низки, на уровне первых г/т.

Изучение геохимической зональности руд основано на определении содержаний рудообразующих элементов на шести горизонтах жилы Осиновой. На каждом из горизонтов были усреднены значения по 15 точечным пробам золото-кварцевых руд для того чтобы сократить влияние неравномерности распределения рудных минералов. Всего проанализировано 108 проб. Полученные данные позволяют проследить только вертикальную геохимическую зональность.

С увеличением глубины наблюдается снижение средних содержаний Pb и Вi (рисунок 26). Отношения Pb с другими элементами соответственно меняются с изменением глубины, например, отношения Pb/As, Pb/Ag (рисунок 27), тогда как остальные рудообразующие элементы не показывают закономерностей изменения содержаний в зависимости от глубины.

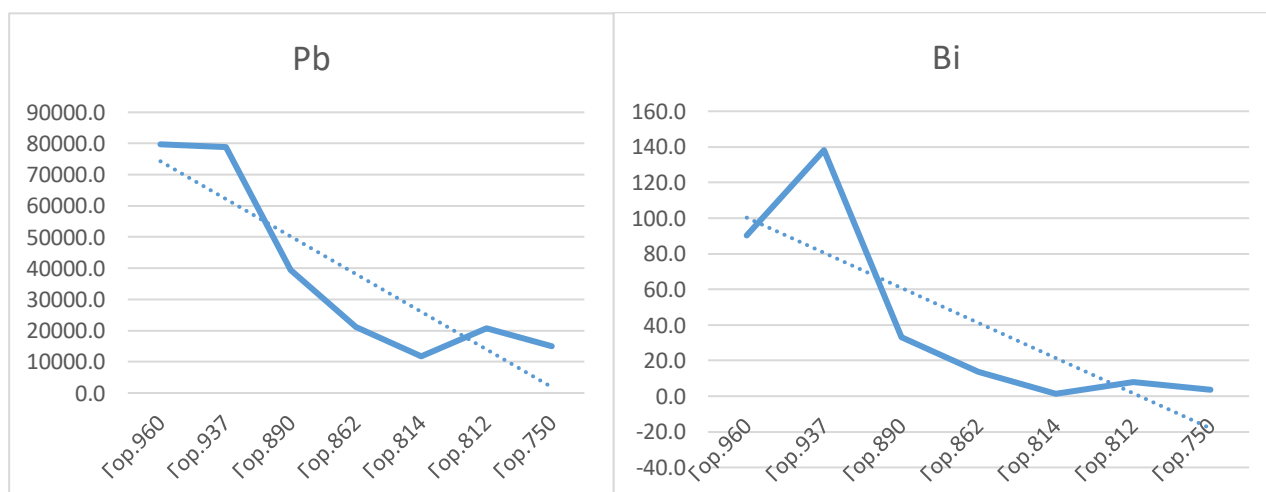


Рисунок 26. Изменение средних содержаний Pb и Bi с глубиной Осиновой жилы.

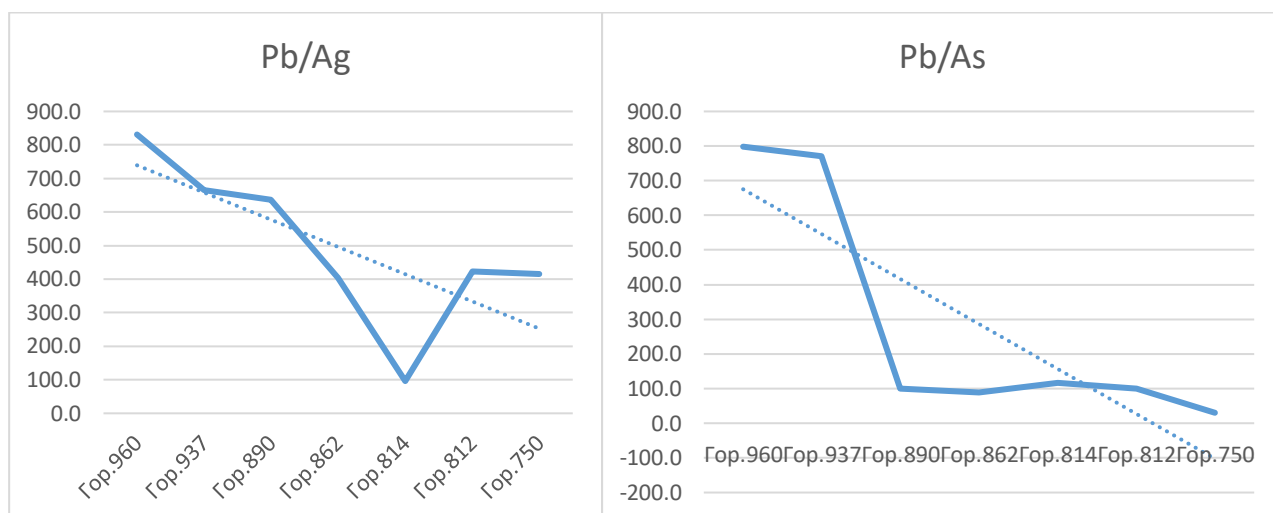


Рисунок 27. Изменение отношений Pb/Ag и Pb/As Осиновой жилы с глубиной.

Главными рудообразующими элементами Баргузинской жилы являются Fe, Cu, тогда как Pb и Zn характеризуются неравномерным распределением: в редких пробах содержания Pb достигают 7500 г/т, а Zn – 4199 г/т, хотя в большинстве проанализированных проб не превышают первые десятки г/т (прил. 3). В рудах повышено количество Sr и Ba, в умеренных концентрациях присутствует Ni, Co и Zr.

Жила Осиновая в сравнении с Баргузинской характеризуется повышенным содержанием Cu, Zn, As, Pb, Cd, Sb, Bi, Se. Повышенные содержания Pb связаны с особенностями минерального состава жил: так Осиновая жила характеризуется большим количеством мелких прожилков галенита в пирите. Баргузинская жила отличается повышенными содержаниями Sr, Ba и Y, что возможно связано с влиянием вмещающих магматических пород Кедровского гранитоидного массива. Распределение элементов-примесей в рудах Кедровского месторождения подтверждает тот факт, что Осиновая и Баргузинская жилы формировались на разных гипсометрических уровнях. Для Осиновой жилы характерно повышенное содержание таких элементов как Pb и Bi и установлено снижение их концентраций в рудах с глубиной. Тогда как в Баргузинской жиле количества этих элементов относительно низки. Содержания Ga, Hf, Rb, Zr, Nb, Mo, Th в обеих жилах не меняются с глубиной.

Корреляционный анализ Кедровского месторождения был проведен для выборки из 108 проб кварцевожилых руд, содержащей значения концентраций следующих элементов: Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn, As, Hf, Ta, Au, Pb, Ag, Bi, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, Th. Содержание Те в Кедровском в отличие от Пионерского ниже предела обнаружения. Критическое значение коэффициента корреляции, рассчитанное согласно таблице критических значений корреляции Пирсона, составило 0.25.

Au имеет положительную корреляцию с As, Cu, Sn, Pb и Bi, что связано с наблюдаемыми минеральными парагенезисами самородного золота с халькопиритом и галенитом и редкими висмутовыми минералами. Положительная корреляция в паре Au-As может свидетельствовать о связи золота с блеклыми рудами. С присутствием в ассоциации блеклой руды связана положительная корреляция в паре Ag-Sb. Ассоциация самородного золота со станнином обусловила появление положительной корреляции в паре Au-Sn. Корреляция группы элементов – Rb, Ba, Zr, Y, V соответствует геохимической ассоциации «гранитогенных» элементов.

На основе анализа парных корреляционных связей элементов можно выделить две элементные ассоциации. В одну группу входят Au-Cu-Pb-Bi-Sb-Ag-Sn. Такой элементный состав соответствует наблюдаемым рудным парагенезисам (халькопирит, галенит, висмутин, теллуровисмутит, самородное золото, гессит) и близок к геохимическому составу руд других орогенных месторождений золота. Вторая ассоциация – Rb-Sr-Y-Zr-Nb-Mo, соответствует геохимическому составу гранитоидов, что свидетельствует об участии гранитоидного вещества в процессе рудообразования.

Таблица 8. Корреляционная матрица для руд Кедровского месторождения.

	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	As	Hf	Ta	Au	Pb	Ag	Bi	Cd	Sb	Sn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ba	Th
Cr	1,00																							
V	0,51	1,00																						
Co	-0,15	-0,24	1,00																					
Ni	0,29	0,10	0,06	1,00																				
Cu	-0,15	-0,14	-0,08	-0,12	1,00																			
Zn	-0,09	-0,12	-0,02	-0,08	0,11	1,00																		
As	-0,19	-0,19	-0,11	-0,12	0,12	0,03	1,00																	
Hf	-0,22	-0,22	0,09	-0,20	0,45	0,43	0,00	1,00																
Ta	-0,28	-0,08	0,31	-0,26	-0,10	0,43	-0,06	0,26	1,00															
Au	-0,11	-0,15	-0,14	-0,11	0,40	0,05	0,53	0,07	0,02	1,00														
Pb	-0,16	-0,19	-0,11	-0,15	0,56	0,06	0,45	0,32	0,14	0,92	1,00													
Ag	-0,14	-0,12	-0,16	-0,11	0,28	0,07	0,08	0,41	-0,02	0,19	0,24	1,00												
Bi	-0,14	-0,20	-0,27	-0,14	0,29	-0,06	0,40	0,05	-0,34	0,94	0,92	0,79	1,00											
Cd	0,01	-0,11	-0,02	-0,12	0,01	1,00	-0,12	0,40	0,25	-0,04	-0,06	0,00	-0,17	1,00										
Sb	-0,09	-0,07	-0,14	-0,07	0,14	0,09	-0,07	0,33	-0,25	0,02	0,03	0,99	0,62	0,07	1,00									
Sn	-0,20	-0,22	-0,29	-0,14	0,13	0,29	0,53	0,27	-0,05	0,35	0,32	0,50	0,28	0,21	0,46	1,00								
Rb	0,14	0,70	-0,35	-0,08	0,23	-0,03	0,15	-0,05	-0,16	0,22	0,28	0,08	0,36	-0,10	-0,07	0,10	1,00							
Sr	0,34	0,65	-0,28	0,03	-0,07	-0,10	-0,12	-0,16	-0,20	-0,06	-0,08	-0,11	0,08	-0,12	-0,09	-0,05	0,60	1,00						
Y	-0,10	0,48	-0,35	-0,20	-0,30	0,33	0,37	0,12	-0,29	-0,13	-0,12	-0,07	-0,08	-0,40	-0,27	-0,10	0,70	0,71	1,00					
Zr	0,16	0,69	-0,28	0,05	-0,09	0,01	-0,07	-0,12	-0,14	-0,10	-0,12	0,05	-0,11	0,03	0,25	-0,11	0,74	0,58	0,74	1,00				
Nb	0,29	0,65	-0,32	0,22	-0,16	-0,10	-0,04	-0,22	-0,16	-0,07	-0,11	-0,13	0,05	-0,20	-0,26	-0,04	0,77	0,74	0,78	0,82	1,00			
Mo	-0,19	-0,01	-0,22	-0,23	0,71	0,65	0,25	0,89	0,52	0,13	0,30	0,66	0,02	0,64	0,59	0,61	0,05	-0,03	0,29	0,10	0,05	1,00		
Ba	0,26	0,91	-0,32	0,04	-0,16	-0,16	-0,13	-0,24	-0,17	-0,14	-0,18	-0,12	-0,20	-0,18	-0,15	-0,17	0,85	0,70	0,65	0,86	0,77	0,13	1,00	
Th	-0,12	0,45	-0,14	-0,08	0,01	0,01	0,04	0,14	0,15	-0,06	0,13	0,11	-0,01	-0,12	-0,02	0,03	0,45	0,09	0,25	0,35	0,21	0,33	0,39	1,00

4.5. Изотопный состав серы, кислорода и углерода Кедровского месторождения

Значения изотопного состава серы в сульфидах Кедровского месторождения попадают в интервал от -3.9 до +4.8‰ (таблица 9). Расчет температур образования сульфидных минералов для Осиновой жилы проведен по парам сосуществующих пирита и галенита (обр. К-11) и галенита-сфалерита (обр. К-12) (Li and Liu, 2006). Расчеты по обеим указанным парам минералов показали согласующиеся значения 430 и 429°C соответственно. По результатам расчетов изотопных геотермометров на основе изотопных данных серы для верхних горизонтов Осиновой жилы, давление, рассчитанное по паре сосуществующих сфалерита и галенита (Кд-33-1 и Кд-33-2) составляет +306°C. (гор. 890). Для нижних горизонтов (гор. 812) температура образования рассчитана по парам галенит халькопирит (обр. Кд-69-3) и составляет 345°C. Значения рассчитывались по уравнениям, опубликованным в работах (Ohmoto, Rue, 1979). Для этих температур был проведен расчет изотопного состава серы в H₂S равновесного флюида. Значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{fl}}$ для Осиновой жилы составили от+4.3 до -4,1‰, для Баргузинской -1,9 до +0,0‰. (таблица 7).

Таблица 9. Изотопный состав серы в сульфидах Кедровского месторождения

№ обр.	Жила	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$	$1000 \cdot \text{Ln}\alpha$	T, °C	$\delta^{34}\text{S}_{\text{fl}}$
К-1	Осиновая	пирит	0,8			-0,2
К-3		галенит	-3,2			-1,6
К-6-1		пирит	-3,1			-4,1
К-6-2		пирротин	-2,8			-2,2
К-11-1		галенит	-3,9	2,10	430,00	-2,6
К-11-2		пирит	-1,8			-2,6
К-12-1		сфалерит	-1,7	1,50	429,00	-1,9
К-12-2		галенит	-3,2			-1,9
К-12-3		пирит	-0,7			-1,5
Кд-6-1		Осиновая	галенит	-1.0		
Кд-16-1	сфалерит		0.3			0,0
Кд-16	галенит		-0.6			1
Кд-33	пирит		0.9			-0,1
Кд-33-1	галенит		- 2.7		306,00	-1,1
Кд-33-2	сфалерит		-0.5			0,2
Кд-38	пирит		0.2			-0,7
Кд-38	галенит		-1.7			-0,3
Кд-38	сфалерит		-0.8			-1
Кд-51	сфалерит		4,5			4,3
Кд-51-1	сфалерит		1,8			1,6

№ обр.	Жила	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$	$1000 \cdot \text{Ln}\alpha$	T, °C	$\delta^{34}\text{S}_{\text{п}}$
Кд-52	Осиновая	пирит	4,4		345,00	3,5
Кд- 52-1		сфалерит	4,8			4,6
Кд-61		пирит	0,4			-0,5
Кд-61-1		галенит	-0,8			-2,2
Кд-62-2		сфалерит	0,3			0,1
Кд-69-1		пирит	0,7			-0,2
Кд-69-2		сфалерит	-0,1			-0,3
Кд-69-3		галенит	-1,4			0,0
Кд-69-4		халькопирит	0,4			0,3
Кд-98-1		Баргузинская	галенит	-1,4		
Кд-98	сфалерит		-0,8		-1,0	
Кд-105-1	пирротин		-1,3		-1,9	
Кд-105	халькопирит		-1,0		-1,1	
Кд-109	пирит		-0,4		-1,3	
Кд-109-1	галенит		-2,0		-0,6	
Кд-109-2	сфалерит		-0,8		-1,0	

Значения изотопного состава кислорода в жильном кварце попадают в интервал от +12.2 до +14.48 ‰ (таблица 8). Эти значения близки с значениями изотопного состава кварца Зун-Холбинского золото-сульфидно-кварцевого месторождения, а также других золото-кварцевых орогенных месторождений (Дамдинов, Дамдинова, 2018; Goldfarb, Groves 2015). Также была рассчитана температура образования Баргузинской жилы в паре сосуществующих карбоната (доломит) и кварца для гор. 236 (обр. Кд-105), она составила 396°C. Расчет изотопного состава кислорода в равновесном флюиде был проведен для вышеопределённых температур, по уравнению, опубликованному в работе (Sharp et al., 2016). Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{п}}$ соответствуют +6,9 – +11,3‰ (таблица 8). Изотопный состав углерода в карбонатах имеет значения близкие к мантийному или магматическому углероду ($\delta^{13}\text{C} = -6.5 \dots -2.95\text{‰}$), лишь в одном случае установлено околонулевое значение, отвечающее морскому карбонату.

Таблица 10. Изотопный состав кислорода в жильном кварце и сидерите Кедровского месторождения.

№ п/п	Проба	Жила	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{п}}$
1	К-2	Осиновая	Кварц	13,3		7,9
2	К-4		Кварц	13,3		7,9
3	Кд-4		Кварц	14,5		9,08
4	К-12		Кварц	13,2		6,9
5	Кд-14	Осиновая	Кварц	13,4		8

№ п/п	Проба	Жила	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{п}}$
6	Кд-29	Осиновая	Кварц	13,3		7,9
7	Кд-35		Кварц	13,5		8,1
8	Кд-45		Кварц	13,6		8,2
9	Кд-58		Кварц	13,6		8,2
10	Кд-69		Кварц	13		7,6
11	Кд-82	Баргузинская я	Кварц	14,5		11,3
12	Кд-82-1		Карбонат	10,5	-6,53	
13	Кд-95		Кварц	12,8		8,6
15	Кд-96		Кварц	12,5		8,3
16	Кд-102		Кварц	12,9		8,7
17	Кд-102-1		Карбонат	10,6	0,45	
18	Кд-102-2		Карбонат	12,0	-2,95	
19	Кд-103		Кварц	12,6		8,4
20	Кд-103-1		Карбонат	11,5	-4,04	
21	Кд-105		Кварц	12,2		8
22	Кд-105-1		Карбонат	11,9	-3,78	
23	Кд-119		Майская	Кварц	13,1	

Примечание: по пробам Кд-105 и Кд-105-1 рассчитана температура минералообразования (395°C) по (Sharp et al., 2016).

4.6. P-T условия образования руд: флюидные включения, минеральная и изотопная геотермометрия.

В результате проведения термобарогеохимических исследований были изучены 18 первичных включений из кварца Кедровского месторождения. Исследованные включения отличаются небольшими размерами, от 8 до 15 мкм в поперечнике. Изученные ФВ существенно водные, в основном имеют двухфазовый состав ($\text{Ж} > \text{Г}$). Твердые фазы в данных ФВ отсутствуют (рисунок 28). Первичные включения отбирались на удалении от трещин и вторичных включений. Первичность устанавливалась по критериям (Реддер, 2008) (рисунок 28 а).

Интервал температур гомогенизации для ФВ Осиновой жилы Кедровского месторождения варьирует 280 – 306°C. Температуры плавления клатратов (газогидратов) варьируют от +3,2 до +14,4°C. Температуры эвтектики изменяются от -33 до -39,4°C, что наиболее соответствует водно-солевым системам $\text{MgCl-KCl-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$.

Для ФВ Баргузинской жилы Кедровского месторождения характерно наличие углекислоты, по этой причине не удалось достоверно определить температуры гомогенизации, ФВ декрипитировали в диапазоне температур от +153 до +288°C.

Температуры плавления клатратов (газогидратов) данной жилы составили от +5,1 до +14,6°C (таблица 11). Температуры эвтектики Баргузинской жилы имеют более низкие значения по сравнению с Осиновой жилой (-40,5 до -48,4°C), что соответствует водно-солевым системам $\text{CaCl}_2\text{-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$. Плавление жидкой CO_2 во включениях фиксируется в диапазоне температур -58,3 – -57 °С. Такие относительно низкие значения могут свидетельствовать о примеси других газов. По данным раман-спектроскопии во всех проанализированных флюидных включениях кроме CO_2 фиксируется CH_4 , иногда N_2 .

Кроме того, обнаружены несколько участков с группами мелких ФВ, в одних преобладает жидкая фаза (существенно-водные), и ФВ, в других газовая фаза (существенно-водные), которые располагаются в пределах одной зоны роста минерала-хозяина, что позволяет предположить их сингенетичность (рисунок 28 г). Наличие таких сингенетичных включений позволяет предполагать, что имело место вскипание рудообразующих растворов в процессе формирования жил.

Для Баргузинской жилы расчетная температура, полученная по изотопному термометру на основе данных по изотопному составу углерода сосуществующих кварца и доломита, составила 396°C (Sharp Z. D. et al, 2016).

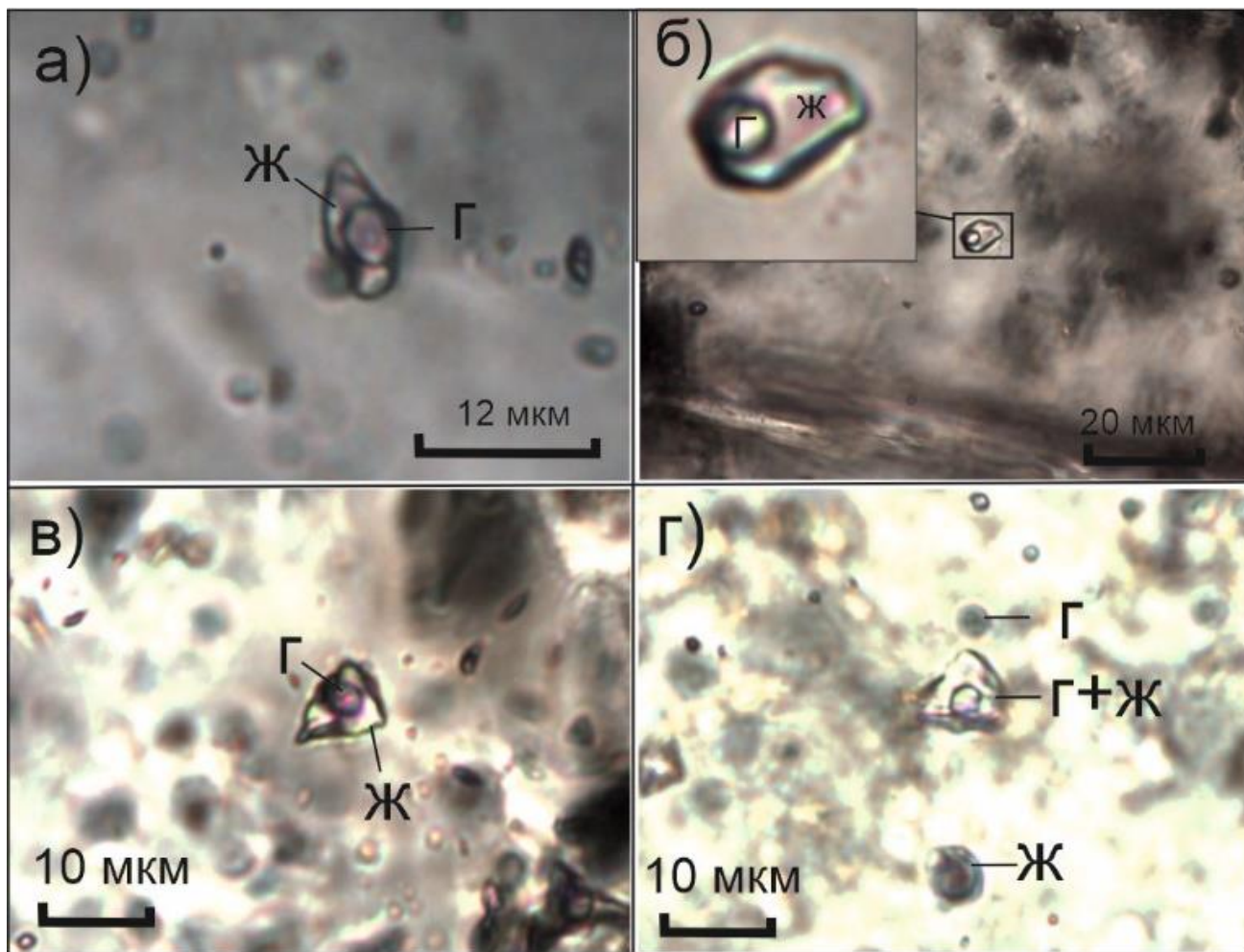


Рисунок 28. Первичные флюидные включения в кварце Кедровского месторождения. А. газово-жидкое двухфазное включение в центре зерна кварца из Осиновой жилы. Б. одиночное газово-жидкое двухфазное включение Осиновой жилы в центре зерна кварца на удалении от вторичных ФВ; В. Газово-жидкое включение в зерне кварца из Баргузинской жилы. Г. Сингенетичные существенно-водное и существенно-газовое включения, расположенные в одном зерне кварца. *ж*- жидкая фаза, *г*- газовая фаза.

Таблица 11. Результаты термобарогеохимических исследований флюидных включений Кедровского месторождения.

№ обр.	Жила	Т эвт., °С	Т пл.	Т декр., °С
КД-8	Осиновая	-36	+8,5	+230
КД-8		-39,2	+8,2	+188
КД-8		-39,4	+14,4	+217
КД-8		-38,1	8,7	+257
КД-37		-37,8-37,5	+9,8	+235
КД-37		-37,7	+11	+249
КД-37		-38.6-38,1	+11,8	+255
КД-37		-33	+7.7	+272
КД-37		-35-38,2	+9-+11,2	+240

№ обр.	Жила	Т эвт., °С	Т пл.	Т декр., °С
КД-37	Осиновая	-38,1	+3,2	+230
КД-88	Баргузинская	-40,5	+5,7-+5,1	+177
КД-88		-45,3	+6,1	
КД-88		-41,2	+9,1	
КД-88		-47 – 48	+8,9	+157
КД-88		-42,3	+14,6	+215
КД-88		-47	+8	+201
КД-100		-47	+9,3	+288
КД-100		48,4	+6,5	+153

Давление минералообразования было рассчитано по мусковитовому геобарометру по пробам Кд-13, Кд-47 Осиновой жилы, и Кд-78 Баргузинской жилы (Caddick, Thompson, 2008). Для верхних горизонтов Осиновой жилы расчетное давление относительно низкое и составляет 1044 бар, тогда как нижние горизонты отличаются повышенным давлением (1457-1607 бар). Баргузинская жила имеет более высокое давление минералообразования (2849 бар) (таблица 12). Это также подтверждается наличием углекислоты и метана в ФВ Баргузинской жилы и более низкими температурами декрипитации.

Таблица 12. Результаты расчета давления Кедровского месторождения, полученные по мусковитовому геобарометру.

Горизонт	Жила	№ пробы	P, bar
937	Осиновая	Кд-13	1044
814	Осиновая	Кд-47	1457-1607
814	Осиновая	Кд- 54	1560
382,5	Баргузинская	Кд-78	2849

Таким образом полученные P-T параметры свидетельствуют о различиях в глубине рудоотложения указанных жил, примерно 3 – 4.6 км от палеоповерхности для Осиновой жилы и 8.4 км для Баргузинской. Расчет произведен согласно геобарическому градиенту (1 кбар на 3 км).

ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЯ ПИРИТОВ КЕДРОВСКОГО И ПИОНЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Методом LA-ICP-MS были проанализированы зерна пиритов Пионерского месторождения (участки Пионерский и Надежда) и Кедровского (жила Осиновая) месторождений на содержание элементов-примесей. Следует отметить что на Пионерском месторождении отбирались самые недеформированные зерна пирита, относящиеся ко второй генерации. На Кедровском месторождении для анализа был выбран пирит II генерации.

Для изучения методом LA-ICP-MS были отобраны зерна пирита с участков Пионерского и Надежда Пионерского месторождения и жилы Осиновой Кедровского месторождения с горизонта 960.

Результаты LA-ICP-MS анализа пирита исследуемых объектов приведены в прил. 4. Пирит Пионерского участка характеризуется повышенными содержаниями Mn, Ge и Ni, при этом он обеднен Zn, Ag Au Te Cd As Sn, Pt Hg Pb. Значительная обедненность пирита данными элементами обусловлена большим разнообразием минеральных видов, где эти элементы находятся в минеральных формах. Повышенные содержания Mn могут свидетельствовать об участии в рудообразовании пород верхнего слоя океанической коры (глубоководных океанических осадков). Влияние пород офиолитовых серий подтверждается также некоторой обогащенностью пиритов Ni и Co, тем более, что фрагменты тел лиственинов присутствуют среди вмещающих пород.

Пирит участка Надежда имеет повышенные значения содержаний Co, Ni, Ge, Pd, Pt, Sb, Tl, Bi, но при этом он обеднен As, Ag, Te, Ba, Hg. Привнос Ni, Co может быть связан с участием ультраосновных пород в рудообразовании, что подтверждается наличием фрагментов листвениновых тел в пределах месторождения. Кроме этого, в пиритах повышены содержания таких элементов как Tl, Pt, Pd, Sb, Ge характерных для пород базит-гипербазитового состава. Присутствие в составе пирита примеси Bi характерного для гранитоидных пород, может быть свидетельством участия гранитоидных пород в рудообразовании. В

жилах участка Надежда содержания теллура в пирите несколько понижены. Это связано с залеганием рудных тел участка Надежда на большей глубине, по сравнению с участком Пионерский, что согласуется с наблюдаемым снижением количества теллуридов с глубиной, отмеченных при разведке Пионерского месторождения (Громова, 1960).

Пирит II Кедровского месторождения Осиновой жилы имеет повышенные содержания таких элементов как Ti, Cu, Zn, As, Te, Au, Sn, Pb. Это можно объяснить присутствием этих элементов в составе рудообразующих флюидов, что подтверждается наличием большего количества сульфидов Cu, Pb и Zn, находящихся в тесной ассоциации с пиритом. Повышенные содержания Ti могут быть связаны с базитовыми породами, которые по-видимому принимали участие в рудообразовании (габброиды кедровского комплекса). Некоторое обогащение Sn связано с примесью олова в составе рудообразующих растворов, что доказывается наличием оловосодержащих минералов (станнин, касситерит).

Сравнительный анализ геохимии пиритов Пионерского и Кедровского месторождения показал следующие результаты. На Кедровском месторождении содержание As в пирите повышено, тогда как пирит Пионерского месторождения относительно обеднен As, но обогащен Au (рисунок 29 а). Отмечается что относительно высокомышьяковистые пириты характерны для руд орогенных месторождений (Dehnavi et al., 2018; Keith et al., 2018).

Отношения Sb-As в пирите также различаются для данных объектов. Так, на участке Надежда концентрация в пирите Sb несколько повышена, тогда как содержания Sb на участке Пионерском и Кедровском месторождении схожи (рисунок 29 б).

На диаграмме Au-Ag составы пирита Пионерского и Кедровского месторождений формируют два поля. Пирит Пионерского месторождения характеризуется относительно низкими содержаниями Au, но повышенными – Ag, тогда как пирит Кедровского месторождения относительно обогащен Au (рисунок 29 в). Такое распределение элементов согласуется в более высокой пробностью самородного золота, ассоциирующего с пиритом для руд Пионерского

месторождения. По-видимому, обеднение пирита золотом обусловлено нахождением этого элемента преимущественно в самородной и теллуридной форме. На Кедровском месторождении теллуриды золота отсутствуют, а самородное золото характеризуется относительно низкой пробностью по сравнению с рудами Пионерского месторождения.

Соотношения Au-Te на бинарной диаграмме показывают, что пириты участков Надежда и Пионерское отличаются относительной обедненностью теллуридом и повышенным содержанием Au. Тогда как пирит Кедровского месторождения более обогащен Te (рисунок 29 г). Это может быть связано с тем, что теллур на Пионерском месторождении большей частью формирует собственные минеральные формы, тогда как на Кедровском месторождении теллуридные минералы практически отсутствуют, за исключением единичных зерен теллурувисмутита и гессита.

Количество Se повышено в пирите Кедровского месторождения, относительно пиритов Пионерского (рисунок 29 д). Se в пирите содержится, вероятно, в качестве изоморфной примеси.

Диаграмма корреляции показывает, что содержание Ni и Co в пирите относительно повышено на участке Надежда по сравнению с Пионерским участком и Кедровским месторождением. Это может быть связано с наличием фрагментов офиолитовых пород во вмещающих породах (рисунок 29 е).

Таким образом, пириты изученных месторождений различаются по концентрациям элементов-примесей, что обусловлено разными геохимическими условиями функционирования рудообразующих систем. Пириты Кедровского месторождения характеризуются повышенными содержаниями As, Te и Au, но обеднены Ag, Ni и Co. Пириты Пионерского месторождения характеризуются наличием повышенного количества Ag, Co, Ni и Sb, при относительно низких содержаниях Te и Au.

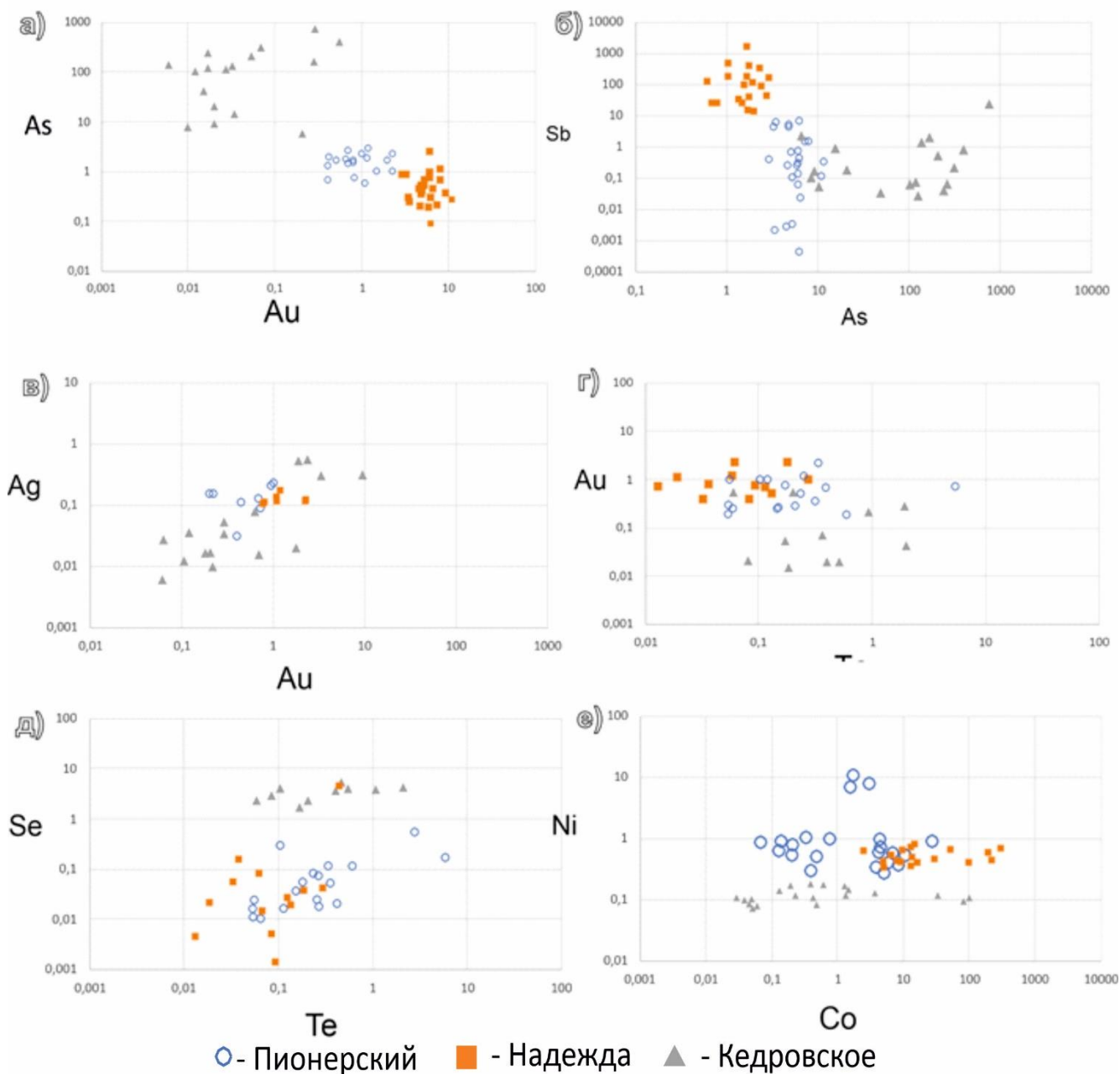
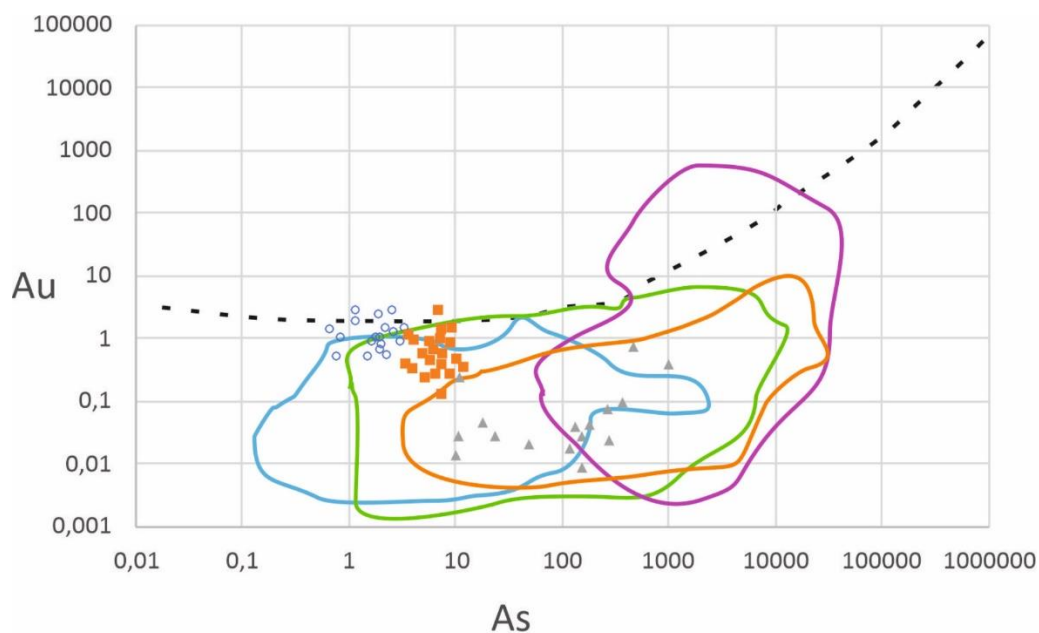


Рисунок 29. Бинарные диаграммы соотношений элементов-примесей в пирите Пионерского и Кедровского месторождений по данным LA-ICP-MS.



- Порфириновые
- Эпитермальные
- Орогенные
- Вулканогенно-осадочные
- - Пионерский ■ - Надежда ▲ - Кедровское

Рисунок 30. Бинарная диаграмма соотношений элементов-примесей в пирите Пионерского и Кедровского месторождений по данным LA-ICP-MS с полями разных типов месторождений золота (по Keith et al., 2016, Dehnavi et al., 2018).

На классификационной диаграмме Au-As (рисунок 30) фигуративные точки содержаний элементов-примесей в пирите Пионерского и Кедровского месторождений попадают в поле порфириновых и эпитермальных месторождений, что позволяет предположить, что пириты были сформированы за счет магматогенного источника. Точки составов пиритов Кедровского месторождения смещаются в сторону поля орогенных месторождений золота, что возможно свидетельствует о смешанном источнике вещества (магматический источник с примесью метаморфогенного флюида).

ГЛАВА 6. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ПИОНЕРСКОГО И КЕДРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

6.1. Генезис Пионерского месторождения

Характерной чертой месторождения Пионерское, отличающей его от других золоторудных месторождений Восточного Саяна, является широкое развитие минералов теллуридной ассоциации. Теллур считается мантийным элементом, а теллуриды являются типичными минералами плутоногенно-гидротермальных, колчеданных эпитеpmальных и порфировых 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).

Флюид, отлагавший руды Пионерского месторождения, не содержит углекислоту, а является малосоленым водным флюидом. Это отличает его от флюида, из которого образовались большинство типичных орогенных месторождений, залегающих в метаморфизованных толщах, 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 соленостью (Hart, Goldfarb, 2005; Vikent'eva et al., 2017, 2018). Однако водно-солевые флюиды с низкой до умеренной соленостью 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 – +4.5‰, в сульфидах из руд Пионерского месторождения близки к значениям, характерным для магматической ($\delta^{34}\text{S} = -3$ до +5‰), или мантийной ($\delta^{34}\text{S} = -3$ до +2‰) серы (Ohmoto, Rye, 1979). Такие значения соответствуют сере других орогенных месторождений золота в обрамлении Гарганской глыбы (Миронов, Жмодик, 1999), что свидетельствует о едином или близком источнике серы. Главным источником серы считаются породы офиолитового комплекса, содержащие реликты древних субмаринных сульфидных руд (отложений «черных курильщиков»), развитые в вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации и имеющие идентичные значения $\delta^{34}\text{S}$ (~0 – 4‰) (Дамдинов и др., 2019). Фрагменты лиственитизированных базит-ультрабазитов неясной формационной принадлежности присутствуют и в рудном поле Пионерского месторождения (уч. Надежда). Возможно, эти фрагменты представляют собой блоки офиолитовых пород, тектонически внедренных в рудовмещающую зону катаклаза и милонитизации. Близкие значения изотопного состава серы характерны и для руд плутоногенно-гидротермальных месторождений (Seal et al. 2006). Расчет изотопного состава серы в равновесном флюиде показал околонулевые значения от -0,1 до +2,9‰, характерные для глубинной или магматической серы.

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 рудопродуцирующим субстратом.

Расчет равновесного изотопного состава флюида для температуры 285°C, согласно уравнению (Sharp et al., 2016), показывает значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{фл}}$ равные +5.0 –

+6.1‰, которые близки величинам $\delta^{18}\text{O}_{\text{фл}}$ +5.0 до + 9.5‰, типичных для магматогенного флюида (Hoefs et al., 2009). Незначительное обогащение легким изотопом ^{18}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 P-T параметров рудообразующей системы от ранних ассоциаций к поздним, происходило снижение общей солености 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 минералогическо-геохимических характеристиках руд. Так, в кварцевых жилах из лиственитов появляются Ni-, Co-содержащие минералы, характерные для ультрабазитов – герсдорфит, пентландит, кобальтин, аллоклазит, тогда как в жилах, залегающих в гранитогнейсах, присутствуют молибденит и минералы Bi, то есть минералы, характерные для плутоногенных месторождений. Наличие сосуществующих теллуридов Bi и Ni могут свидетельствовать о том, что рудообразующий флюид взаимодействовал как с породами гранитоидного состава (гранитогнейсы), так и с базит-ультрабазитами. Такие породы известны в пределах месторождения – 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 и др., 1997; Жмодик и др., 2008). К сожалению, данные по концентрациям 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 (рисунок 34). 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 простираем золотоносных жильных зон, что может указывать на их близкое время образования см. рисунок 2. 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 очень богатого по содержаниям золота в жилах золоторудного 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).

6.2. Генезис Кедровского месторождения

Изученные рудные жилы Кедровского месторождения пересекают различные по составу и генезису породы: метаморфические породы Муйской глыбы (гнейсы, мигматиты, амфиболиты), габброиды Кедровского массива, гранитоидные породы. Имеющиеся геохронологические данные подтверждают более молодой возраст руд 273 ± 4 млн лет по галениту Осиновой жилы (Чугаев и др., 2017) относительно пород вмещающего субстрата (750-781 млн лет для Кедровского массива) (Рыцк, 2001; Чугаев и др., 2017).

По геохимическим ассоциациям можно предположить, что некоторое влияние на оруденение оказывали породы гранитоидного состава, о чем говорит

ассоциация – Rb-Sr-Y-Zr-Nb-Mo, которая соответствует геохимическому составу редкометалльных гранитоидов. Группа Cu-Pb-Bi-Ag-Sn-Te-Sb соответствует таковой для типичных орогенных месторождений (Kerrick, 2000; Goldfarb, Groves, 2015).

По данным термобарогеохимических исследований и изотопной термометрии установлено, что формирование жил Кедровского месторождения происходило при температуре 306-396°C. Основными солевыми компонентами являлись MgCl, KCl-H₂O, NaCl – FeCl₂, CaCl-H₂O, в газовом составе обнаружены CO₂, N₂, CH₄. Присутствие, по данным КР спектроскопии, во флюидных включениях газов CO₂, N₂ и CH₄ может свидетельствовать о том, что в минералообразовании принимал участие флюид из вмещающих пород (Shaparenko et al., 2021).

Жилы Баргузинская и Осиновая различаются по минеральному составу. Для Осиновой жилы характерно наличие большого количества прожилков галенита и неизмененного пирита, к которым приурочено золотое оруденение. В рудах также присутствует небольшое количество минералов олова (касситерит и станнин).

Баргузинская жила отличается наличием большого количества пирротина и марказита. Также Баргузинская жила характеризуется присутствием соединений висмута: телуровисмутит, висмутин, джонасонит, мальдонит в качестве редких и второстепенных минералов.

Пробность золота в разных жилах Кедровского месторождения также различается. Баргузинская жила отличается однородной высокой пробностью (от 916 до 944 %) тогда как Осиновая жила имеет несколько пиков пробности (700, 880 и 960 %), которая повышается с глубиной. Гипсометрически, жила Баргузинская залегает ниже Осиновой, примерно на 400 метров. Это согласуется с более высоким давлением минералообразования в жиле Баргузинской. Следовательно, различия в составе оруденения в жилах Осиновой и Баргузинской могут быть вызваны разной глубиной и, соответственно, разными P-T параметрами рудоотложения.

Изотопный состав Sr, Nd и Pb месторождения Кедровское указывает на то, что источниками рудообразующих элементов являлись породы, слагающие неопротерозойскую ювенильную кору Байкало-Муйского пояса (Плотинская и др.,

2019). Причем изотопный состав Pb свидетельствует о ведущей роли относительно глубинных нижнекоровых и мантийных источников в формировании оруденения (Чугаев и др., 2017). К таким породам можно отнести метаморфизованные вулканогенные отложения усть-келянской толщи, относимые к островодужной ассоциации, поскольку островодужный вулканизм – продукт мантийно-корового взаимодействия. Эти породы характеризуются повышенными относительно кларкового значения содержаниями золота, а также вмещают эпипермальные месторождения золота (Миронов и др., 2004) и могут рассматриваться как один из потенциальных источников рудных компонентов. Островодужные породные комплексы развиты непосредственно в пределах Кедровского рудного поля и широко распространены в обрамлении Муйской глыбы.

Свинцово-изотопные диаграммы для Кедровского месторождения были построены А. В. Чугаевым на основе сопоставления Pb–Pb данных, полученных по галениту, и кривых, описывающих эволюцию изотопного состава Pb в некоторых модельных геохимических резервуарах Земли (Stacey, Kramers, 1975; Zartman, Doe, 1981) (рисунок 31). На графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ тренд располагается в нижней его части между мантийной кривой и кривой эволюции свинца источника со значением параметра $\mu_2 = 9.2$. Тренд близок к Pb–Pb изохроне с возрастом около 700 млн лет. Положение на диаграмме точек Кедровского месторождения позволяет предположить, что источником рудного вещества, поступавшего в минералообразующую систему месторождения, вероятней всего, выступал геохимический резервуар мантийного типа. Расхождение модельного возраста источника свинца (700 ± 7 млн лет), рассчитанного по двухстадийной модели Стейси-Крамерса (см. рисунок 31), и возраста рудной минерализации Кедровского месторождения (273 ± 4 млн лет) можно объяснить привнесением вещества из габброидов кедровского массива, который имеет близкий к модельному возраст (780 млн лет) (Чугаев и др 2017). Здесь следует отметить, что точки составов галенита из руд Кедровского месторождения значительно удалены от точек составов Пионерского месторождения, что указывает на различный

возраст вмещающего субстрата, хотя они оба сформированы за счет нижнекоровых источников.

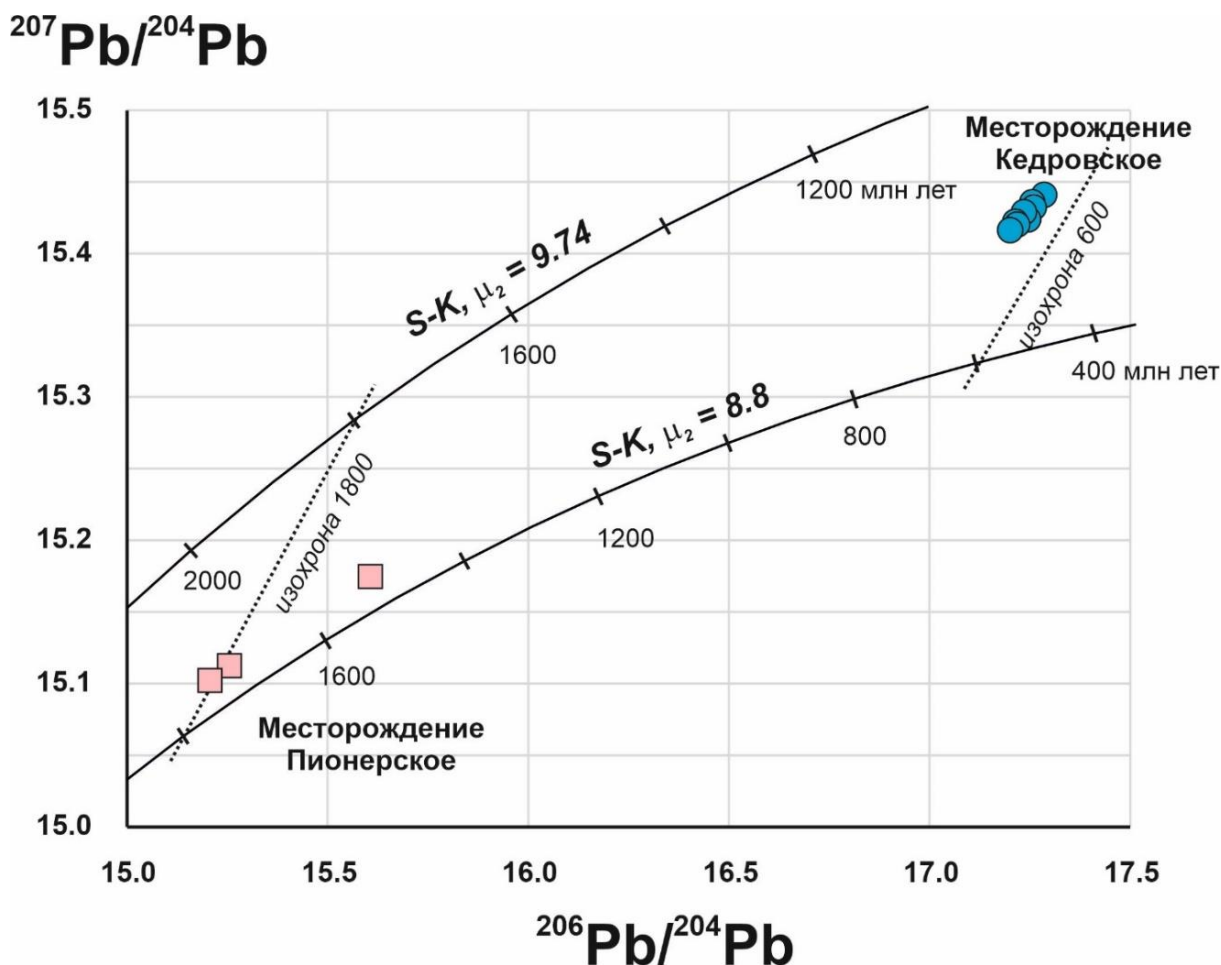


Рисунок 31. Изотопные составы свинца для Кедровского (Чугаев и др., 2017) и Пионерского месторождения. На графике показаны кривые эволюции изотопного состава Pb в различных геохимических резервуарах согласно модели Стейси–Краммерса (сплошные линии) (Stacey, Kramers, 1975).

Изотопный состав серы в сульфидах Кедровского месторождения варьирует от -3.9 до 4.8‰ (таблица 7). Такой интервал близок к значениям, характерным для серы мантийного происхождения. Изотопные составы серы сульфидов Кедровского месторождения почти идентичны составам сульфидов Пионерского месторождения. Это свидетельствует о схожем источнике серы, которым, по-видимому, явились глубинные породы магматического происхождения. В то же время, расчет изотопного состава серы в H₂S равновесного флюида показал

значения, соответствующие сере глубинного происхождения с примесью изотопно-легкой осадочной серы. Расчет изотопного состава серы для Баргузинской жилы в равновесном флюиде показал околонулевые значения от -1.9 до +0,0‰, характерные для глубинной или магматической серы, для Осиновой жилы расчет показал большой разброс значений (-4,6 - +4,6‰) (таблица 7), указывающий на возможный привнос серы из других источников (метеорные воды, вмещающие породы и т.д.).

Изотопный состав кислорода в кварце Кедровского месторождения несколько утяжелен относительно значений, характерных для магматического флюида. Расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида варьируют от 7.8 до 11.8‰, что соответствует флюидам метаморфогенного происхождения (Hoefs, 2009). Учитывая широкое развитие процессов динамометаморфизма, сопровождающихся метасоматическими преобразованиями, можно сделать вывод о том, что Кедровское месторождение было образовано за счет магматогенного источника с примесью метаморфогенных флюидов (рисунок 34). Источником золота и рудообразующих элементов возможно явились нижнекоровые породы, в составе которых были фрагменты офиолитовых и островодужных комплексов. В силу высокого коэффициента распределения золота и сопутствующих элементов во флюидную фазу, мигрирующий флюид мог дополнительно обогащаться рудными компонентами из вмещающих пород, в составе которых присутствовали породы гранитоидного, а также базит-ультрабазитового состава. P-T параметры указывают на то, что жилы формировались на разной глубине. Это доказывается расчетом давлений, которые составляют около 1000-1500 бар для Осиновой жилы и 2860 бар для Баргузинской, а также температурами образования, средние значения по которым составили 280-307°C и 396°C для Осиновой и Баргузинской жил соответственно.

6.3 Модель образования изученных золото-кварцевых месторождений

Рассматриваемые в работе Пионерское и Кедровское месторождения схожи по геолого-структурным признакам: оба залегают в крупных фрагментах древней

континентальной коры (Гарганская и Муйская глыбы). Оба изученных месторождения залегают в метаморфических породах фрагментов фундамента древних континентов, на обоих месторождениях околожилные изменения представлены березитизацией, реже карбонатизацией. У обоих месторождений также схожая морфология рудных тел, они представляют собой малосульфидные кварцевые жилы, прожилки и линзы. В то же время, сравнительный анализ минералого-геохимических характеристик показал значительные различия (таблица 11). В первую очередь, существенно отличается минеральный состав руд на изученных месторождениях. Пионерское месторождение характеризуется широким развитием минералов теллуридной ассоциации и преобладанием пирита, тогда как Кедровское содержит большое количество пирротина, пирита и галенита; теллуриды же встречаются в виде единичных мелких зерен. Эти отличия могут быть связаны с разницей в глубинах образования месторождений и разным уровнем эрозионного среза. Так, Пионерское месторождение образовалось на сравнительно небольшой глубине, что подтверждается P-T параметрами образования руд, это обусловило широкое развитие теллуридов и высокую пробность самородного золота на Пионерском месторождении. Причем отмечается, что с глубиной количество теллуридов значительно уменьшается и снижается пробность золота (Громова, 1960). Для Кедровского месторождения P-T параметры образования указывают на более глубинные условия. Этим может быть обусловлено отсутствие теллуридов, преобладание пирротина, относительно низкая пробность самородного золота (по сравнению с Пионерским месторождением) и отсутствие сульфосольных ассоциаций в рудах. Золото на Пионерском месторождении ассоциирует с пиритом и поздним кварцем, тогда как золото Кедровского тесно связано с галенистовыми прожилками и пирротинном. Пробность золота также различается – Пионерское месторождение характеризуется преобладанием высокой пробности золота (816 – 973‰), при наличии редких зерен относительно низкопробного самородного золота (700‰), тогда как Кедровское отличается неравномерным распределением пробности (585

- 944‰), но в целом пробность самородного золота ниже чем в Пионерском месторождении.

Изотопный состав серы в обоих месторождениях схож, его значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от -3.9 до +4.8‰ для Кедровского и 0.9 до 4.5‰ для Пионерского месторождений. Составы серы для обоих месторождений имеют практически идентичные отношения с Ирокиндинским месторождением, также они близки с изотопным составом серы золото-теллуридного месторождения Golden mile, происхождение которого связано с поступлением смешанных магматогенно-метаморфогенных флюидов. Следует отметить что составы серы для Пионерского имеют схожие значения с Зун-Холбинским месторождением (рисунок 32). Типичные орогенные месторождения (Наталкинское, Сухой Лог, Нежданинское), локализованные в черносланцевых толщах, значительно отличаются по изотопному составу серы.

Изотопный состав кислорода обоих месторождений практически идентичен, для Кедровского месторождения значения изотопного состава составляют $\delta^{18}\text{O} = 12.2-14.5\text{‰}$, для Пионерского месторождения характерны значения изотопного состава в пределах $\delta^{18}\text{O}$ от 12.5 до 13.6‰. Изотопные составы кислорода для обоих месторождений имеют практически идентичные значения, также они близки с Ирокиндинским и месторождением Golden mile. Изотопные составы кислорода орогенных месторождений - Зун-Холбинского, Нежданинского, Сухой Лог отличаются относительно повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$.

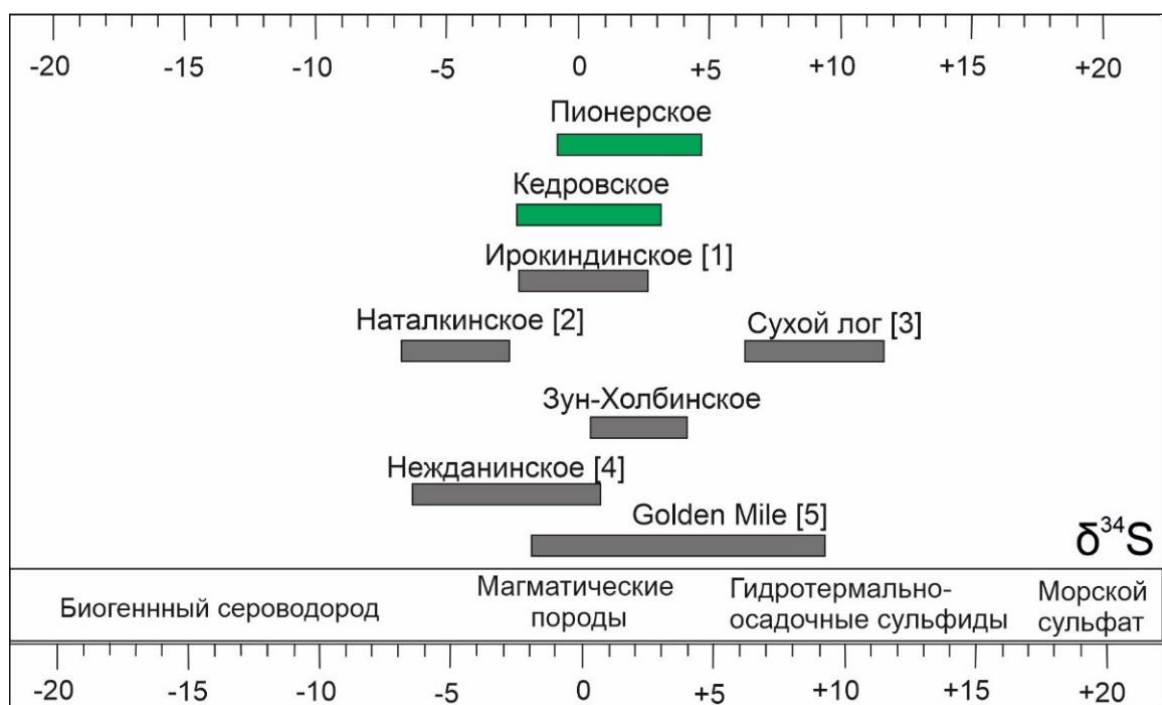


Рисунок 32. Изотопные составы серы Кедровского и Пионерского месторождений в сравнении с крупными золоторудными объектами. 1 – Чугаев и др, 2020; 2 – Горячев и др, 2008; 3 – Кражев, 2017; 4 – Гамянин и др, 2000; 5 – Vielreicher et. al., 2016.

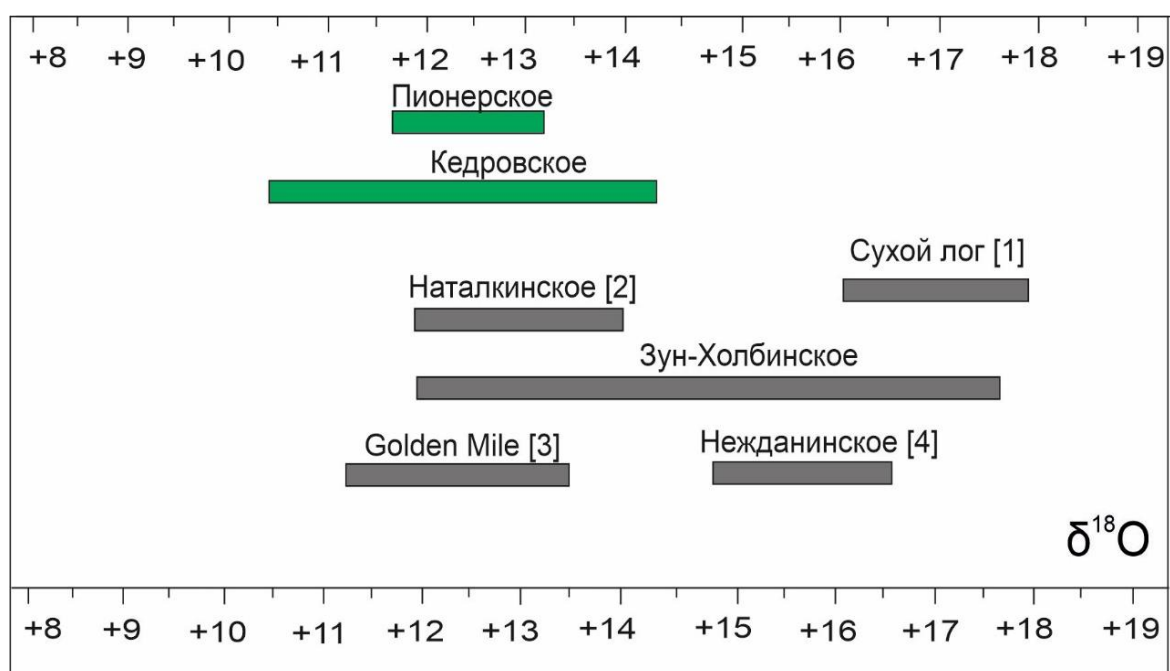


Рисунок 33. Изотопные составы кислорода в кварце Пионерского и Кедровского месторождений в сравнении с Зун-Холбинским месторождением, а также крупными месторождениями 1 – Иконникова и др., 2009; 2 – Горячев и др., 2008; 3 – Vielreicher et. al., 2016; 4 – Бортников и др., 2007.

Температура образования для данных месторождений различна, Пионерское имеет более низкотемпературные условия образования (225-227°C), тогда как Кедровское более высокотемпературное, при этом верхние горизонты Осиновой жилы отличаются относительно низкими температурами (до 306°C), а для более глубоких горизонтов температура образования жил составляет около 345°C. Для Баргузинской жилы температура рудоотложения оценена ~396°C. Расчетные значения давления минералообразования для Кедровского месторождения сильно отличаются: для верхних горизонтов Осиновой жилы давление составляет 1044 бар, тогда как на нижних горизонтах значения давления выше и составляют 1457-1607 бар. Баргузинская жила имеет существенно более высокое давление минералообразования (2849 бар), что указывает большую глубину образования этой жилы. Солевые системы рудообразующих флюидов для обоих месторождений в целом идентичны ($MgCl_2-KCl-H_2O$, $NaCl-FeCl_2-H_2O$, $CaCl_2-H_2O$), но для Баргузинской жилы Кедровского месторождения характерна $CaCl_2-H_2O$ система.

Таким образом, несмотря на то, что Пионерское и Кедровское месторождения схожи по морфологическим признакам и тектонической позиции, оба приурочены к крупным фрагментам континентальной коры (Гарганской и Муйской глыбам), пространственно близки к офиолитовым комплексам. Однако они имеют некоторые отличия, среди которых можно выделить особенности минерального состава, физико-химические параметры и возраст образования (таблица 13).

Таблица 13. Сравнительный анализ Кедровского, Пионерского и классических месторождений орогенного типа (Горячев, 1998, 2008, 2003, 2019; Goldfarb et al., 1997) на основе данных для месторождений Fort Knocks, Treadwell, Bendigo, Homestake, Kalgoorlie, Наталкинское Мурунтау, Кумтор, Сухой Лог и др.

Признаки	Кедровское месторождение	Пионерское месторождение	Классические месторождения орогенного типа
Структуры, в которых залегает месторождение	Метаморфизованные и метасоматически измененные породы Муйской «глыбы»	Метаморфизованные и метасоматически измененные породы Гарганской «глыбы»	Мягкие и хрупко-мягкие деформации, сдвиги или антиклинальные купола
Вмещающие породы	Габброиды муйского комплекса, граниты конкудеро-мамаканского комплекса	Плагиогнейсограниты гарганского комплекса	Мафические и ультрамафические вулканические породы, интрузивные породы, ВІF-кремни, граувакки
Тип околосильных изменений	Березитизация, реже пропилитизация; карбонатизация	Березитизация, реже хлоритизация и карбонатизация	Мусковит, Са-Fe-Mg карбонаты, хлорит, альбит, пирит, турмалин
Морфология руд	Кварцевые жилы, прожилки и линзы	Кварцевые жилы, прожилки и линзы	Жилы, брекчиевые и вкрапленные тела
Пробность золота	490–944	816–973	800–950
Ассоциации элементов (металлов) корреляция	Au, Ag, Bi, As Au/Ag = 18	Au, Ag, Te, Pb Au/Ag = 4, 15	Au, Ag, As, Sb, Te, W, Bi Au/Ag в среднем 5
Минералы руд	Пирротин, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, магнетит, гематит, золото, джонасонит, мальдонит, те-висмутит, гессит, станнин, касситерит	Пирит, халькопирит, пирротин галенит, теллуриды, золото, блеклая руда, сфалерит, кобальтин, аллоклазит, герсдорфит, пентландит	Пирит, арсенопирит, галенит, пирротин, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит-теннантит, иные Sb-As-сульфосоли, Au, Ag-, Pb-теллуриды,
Изотопный состав	$\delta^{34}\text{S} = -3.9$ до $+4.80\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S} = -0.9 - +4.5\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S} - 6, +6$
	$\delta^{18}\text{O} = 12.5 - 13.6 \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O} = 12.2-14.48 \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O} = 6\text{‰}, 10\text{‰}$
Физико-химические условия формирования	T=306–430°C	T=227–225°C	T=220–500°C
	P=1,04–2,86 кб	P=115 бар	P=0.5–4 кб
	Соленость = 16.4 до 15.4 мас % экв. NaCl	Соленость = 3.2–3.4 мас % экв. NaCl	Малосоленые, водно-карбонатные $\pm\text{H}_2\text{S}$, CH_4 , CO_2 , $\pm\text{N}_2$
	Солевая система $\text{MgCl}_2\text{-KCl-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$	Солевая система $\text{MgCl}_2\text{-Fe}_2\text{Cl}_2$, NaCl-KCl	$\text{MgCl}_2\text{-KCl-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{FeCl}_3\text{-H}_2\text{O}$
Возраст	Rb-Sr = 273 ± 4 млн. лет	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 420 \pm 3$ млн.	Все периоды

Причиной пространственной связи золоторудных узлов с континентальными блоками (“глыбами”), окруженными офиолитовыми поясами в складчатых поясах является коллизия микроконтинента и островной дуги, стимулирующая проявление островодужного вулканизма, коллизионного магматизма, деформационных процессов. Периодическое возникновение локальных участков растяжения, благоприятных для рудоотложения из гидротермальных флюидов, взаимодействующих с металлоносными образованиями офиолитовых комплексов, приводило к формированию месторождений и рудных узлов (Жмодик и др., 2006).

Таким образом, Пионерское и Кедровское золото-кварцевые месторождения характеризуются близкими геолого-структурными обстановками: локализуются в породах фундамента древних микроконтинентов, пространственно близки к выходам пород офиолитовых и островодужных ассоциаций. Месторождения имеют схожие геохимические характеристики руд, идентичные изотопные отношения серы и кислорода в рудных и жильных минералах, но различаются по минеральному составу, возрасту и P-T параметрам рудообразования.

Изученные месторождения по геолого-тектоническим условиям формирования соответствуют орогенным золото-кварцевым месторождениям. Различия в минеральном составе руд Пионерского и Кедровского месторождений, а также разных жил (Осиновой и Баргузинской) обусловлено разными уровнями глубинности рудоотложения и различиями в источниках вещества. Руды Пионерского месторождения, обогащенные теллуридами образовались в близповерхностных условиях за счет магматического источника, тогда как руды Кедровского месторождения образовались на относительно больших глубинах, а источник флюидов смешанный – метаморфогенно-магматогенный (рисунок 34). Месторождения характеризуются выраженной геохимической зональностью, обусловленной снижением содержания Pb, Bi и Te с глубиной.

Одним из основных факторов рудоотложения, вероятно, является изменение химического состава флюидов в ходе взаимодействия флюид-порода, а также смешение флюида с метеорными водами, что привело к падению температур и

давлений в рудообразующих растворах и повышению фугитивности теллура. Рудоотложение происходило в зонах тектонических деформаций в краевых частях континентальных блоков.

Формирование Пионерского месторождения происходило в ходе аккреционно-коллизионных событий в Восточно-Саянском складчатом поясе. В это время на окраине микроконтинента происходила смена субдукционной обстановки на коллизионную. На период предполагаемого возраста оруденения Кедровского месторождения (273 млн. лет) происходили коллизионные и постколлизионные процессы, так что можно предположить, что формирование могло происходить в схожих обстановках. В обрамлении континентальных блоков присутствовали офиолитовые и островодужные литокомплексы, частично явившиеся источником рудообразующих компонентов. Крупные блоки фундамента древней коры подвержены хрупким и сдвиговым деформациям в процессе тектонических движений, в результате чего образуются благоприятные зоны для отложения оруденения. Кроме того, в нижних частях аккреционно-коллизионных зон происходит частичное плавление вещества и образование магматических очагов, порождающих рудоносные флюиды. Гидротермальные растворы, мигрируя через вмещающие породы, заимствовали часть рудообразующих компонентов, что обусловило наличие минералов Ni, Co, Sr, Cu, Zn, Sb в кварцевых жилах.

Таким образом, наличие фрагментов кристаллического фундамента в сочетании с пространственной близостью к офиолитовым и островодужным комплексам можно рассматривать в качестве поискового критерия для золото-кварцевых месторождений.

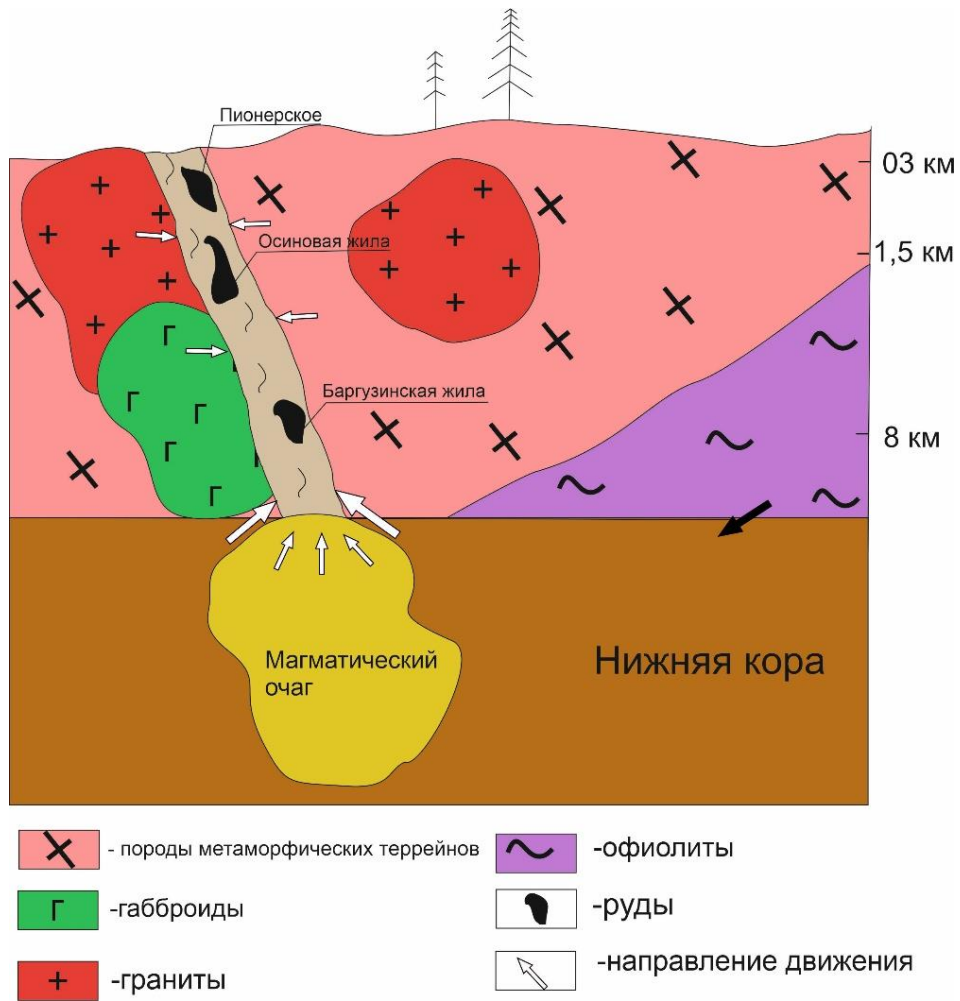


Рисунок 34. Принципиальная схема формирования Пионерского месторождения. Флюид, образовавший руды месторождения, формировался в пределах магматического резервуара, и, проникая через вмещающие породы по зонам разлома, отлагался в имеющихся и трещино-поровом пространстве во вмещающих породах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования минерального состава, геохимии и условий формирования руд Пионерского и Кедровского золото-кварцевых месторождений позволили получить следующие результаты. Характерной особенностью руд Пионерского золото-кварцевого месторождения является наличие большого разнообразия теллуридов, среди которых диагностированы следующие минералы: алтаит, петцит, калаверит, мелонит, теллуровисмутит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, волынскит, цумоит. В рудах установлены три разновременные минеральные ассоциации, соответствующие разным стадиям рудообразующего процесса: кварц-пиритовая, кварц-полисульфидная и золото-теллуридная. Количественно преобладающее в рудах высокопробное золото II с пробностью 940-970‰, ассоциирует с теллуридными минералами, тогда как редко встречающееся низкопробное золото I, (пробность около 700‰), связано с сульфидами кварц-полисульфидной ассоциации. Формирование месторождения происходило в относительно низкотемпературных условиях. Так, ранняя кварц-пиритовая ассоциация отлагалась при температурах 326–255°C, золото-теллуридная ассоциация – при температурах 227-225°C. Давление для Пионерского месторождения составило 115 бар. Общая соленость 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 ($\log f_{\text{Te}_2}$ от –13,8 до –9,5).

На Кедровском месторождении установлено, что жилы Баргузинская и Осиновая различаются по минеральному составу. Для Осиновой жилы характерно наличие большого количества прожилков галенита и неизмененного пирита, к которым приурочено золотое оруденение. Баргузинская жилы отличается наличием крупных скоплений пирротина и марказита. Пробность золота в разных жилах Кедровского месторождения различна. Баргузинская жила отличается однородной высокой пробностью (от 916 до 944‰), тогда как Осиновая жила имеет

несколько пиков пробности (700, 880 и 960‰), которая снижается с глубиной. В ходе изучения месторождения были выявлены следующие минеральные ассоциации: ранняя сульфидная, поздняя золото-марказит-пирротин-пиритовая и золото-полисульфидная. Температуры образования для Осиновой жилы составили 306-345°C, для Баргузинской жилы 396°C. Давление образования Осиновой жилы составило 1457-1607 бар, Баргузинской – 2849 бар. Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах Кедровского месторождения варьирует от -3.9 до +4.80‰.

Минералого-геохимические и изотопные особенности Пионерского и Кедровского золотокварцевых месторождений свидетельствуют в пользу того, что формирование оруденения изученных месторождений происходило за счет магматогенных флюидов с примесью метаморфогенного вещества. Различия в минеральном составе обусловили разные минералого-геохимические характеристики золотого оруденения, а также различные глубины и P-T параметры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова И.В. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований / И.В. Анисимова // Изотопные системы и время геологических процессов: материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 2009. – Т. 1. – С. 35-36.
2. Беличенко В.Г. Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских гольцов (Восточный Саян) / В.Г. Беличенко, Р.Г. Боос, Т.Н. Колоснищина [и др.] // Докл. АН СССР, 1988. – Т. 301, № 2. – С. 402-405.
3. Беличенко В. Г. К проблеме выделения Баргузинского микроконтинента в Палеоазиатском океане / В.Г. Беличенко, Н.К. Гелетий // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004.– Т. 1. – С. 30–34.
4. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах / Н.С. Бортников // Геология рудных месторождений, 2007. – Т. 48, № 1. – С. 3-28.
5. Бортников Н.С. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия Россия) / Н.С. Бортников, Г.Н. Гамянин, О.В. Викентьева [и др.] // Геология рудных месторождений, 2007. – Т. 49, № 2. – С. 99-145.
6. Бортников Н.С. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) / Н.С. Бортников, В.Ю. Прокофьев, Н.В. Раздолина // Геология рудных месторождений, 1996. – Т. 38, № 3. – С. 238-257.
7. Булгатов А.Н., Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота / Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. // Геология рудных месторождений. – 1999. –Т.41, № 3. – С. 230-240.

8. Булгатов А. Н. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий масштаба 1:2 000 000 / А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко, П.Ф. Зайцев, В.И. Турунхаев // Улан-Удэ : Геол. ин-т СО РАН, 2004.
9. Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения / В.А. Буряк. – Новосибирск: Наука, 1975. – 46 с.
10. Буряк В. А. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). / В.А. Буряк, Н.М. Хмелевская. – Владивосток: Дальнаука, 1997. – 156 с.
11. Ванин В.А. Роль динамометаморфизма в формировании золоторудного поля Мукодек (Северное Прибайкалье) / В.А. Ванин, А.В. Татаринов, Д.П. Гладкочуб [и др.] // Геодинамика и тектонофизика, 2017. – Т. 8, № 3. – С. 643-653.
12. Гамянин Г.Н. Сереброоловянное месторождение Купольное (Республика Саха, Россия): пример эволюции рудно-магматической системы / Н.Н. Гамянин, Н.С. Бортников, В.В. Алпатов [и др.] // Геология рудных месторождений, 2001. – Т. 43, № 6. – С. 495-523.
13. Гамянин Г.Н. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России / Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. – Москва: ГЕОС, 2000. – 230 с.
14. Гордиенко И. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения / И.В. Гордиенко, П.А. Рощектаев, Д.В. Гороховский // Науки о Земле и недропользование, 2014. – № 6. – С. 14-31.
15. Гордиенко И. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их

- образования и перспективы освоения / И.В. Гордиенко, П.А, Рошкетаяев, Д.В. Гороховский // Геология рудных месторождений, 2016. – Т. 58, № 5. – С. 405 – 429.
16. Горячев Н.А. Месторождения золота в истории Земли / Н.А. Горячев. – Геология рудных месторождений, 2019. – Т. 61, № 6. – С. 3-18.
17. Горячев Н.А. благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие / Н.А. Горячев.– Геология и геофизика, 2014. – Т. 55, № 2. – С. 323-332.
18. Горячев Н.А. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) / Н.А. Горячев, О.В. Викентьева, Н.С. Бортников // Геология рудных месторождений, 2008. – Т. 50, № 5. – С. 414-444.
19. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Севера Пацифики / Н.А. Горячев. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – 143 с.
20. Горячев Н.А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов / Н.А. Горячев. – Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2006. № 1. – С. 2-16.
21. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии / Н.А. Горячев. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210.с
22. Гребенщикова В.И. Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) / В.И. Гребенщикова, А.П. Шмотов // Геология и геофизика, 1997. – Т.38, №4. – С. 756-764.
23. Громова Е. И. Вещественный состав руд одного золоторудного месторождения в восточном Саяне / Е.И. Громова // Материалы по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. – Иркутск: Иркутское книжное издательство, 1960. – С. 79 - 144.
24. Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области / М. И. Грудинин. – Новосибирск: Наука, 1979. – 157 с.

25. Дамдинов Б. Б. Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна / Б.Б. Дамдинов. – Геология рудных месторождений, 2019. – Т. 61, №2. – С. 23-38.
26. Дамдинов Б. Б. Зун-Оспинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): особенности геологического строения, состав руд и генезис / Б.Б. Дамдинов, Л.Б. Дамдинова. – Геология рудных месторождений, 2018. – Т. 60, №3. – С. 274-300.
27. Дамдинов Б. Б. Новые данные о возрасте золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна / Б.Б. Дамдинов, С.М. Жмодик, А.В. Травин [и др.] // Доклады Академии наук, 2018. – Т. 479, №5. – С. 532-535.
28. Добрецов Н. Л.. Минералого-геохимические признаки полигенности самородного золота золоторудного месторождения Восточного Саяна / Н.Л. Добрецов, С.М. Жмодик, Н.С. Карманов [и др.] // ДАН СССР, 1989. – Т. 308, № 3. – С. 703–707.
29. Добрецов Н. Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса / Н. Л. Добрецов // Магматизм и метасоматизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 11–19.
30. Добрецов Н.Л. Модель покровной тектоники Восточного Саяна / Н.Л. Добрецов. – Геотектоника. 1985, № 1. – С. 39-50.
31. Добрецов Н.Л. Офиолиты и олистостромы Северной Евразии / Н.Л. Добрецов, Э.Г. Конников, В.Н. Медведев, Е.В. Склярков // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. – С. 34-58.
32. Ефремов С.В. Серые гнейсы гарганской глыбы (Восточный Саян). Классификация, геохимическая типизация, генетические построения в книге: геодинамическая эволюция литосферы центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) / С.В. Ефремов // Материалы научного совещания. ИЗК СО РАН, 2017. – С. 92-94.

33. Жмодик С.М. Два типа золото-порфировых систем Восточного Саяна / С.М. Жмодик, А.Г. Миронов, О.М. Бобрик [и др.] // Золоторудные месторождения Востока России: Всеросс. Симп. “Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология”. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. – С. 74–87.
34. Жмодик С.М. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). / С.М. Жмодик, А.Г. Миронов, А.С. Жмодик. – Новосибирск: Гео, 2008. 304 с.
35. Жмодик С. М. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). / С.М. Жмодик, А.Г. Миронов. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 304 с.
36. Извекова А.Д. Золото-теллуридная минерализация в рудах Пионерского золото-кварцевого месторождения (Восточный Саян, Россия) / А.Д. Извекова, Б. Б. Дамдинов, Л. Б. Дамдинова, М. Л. Москвитина // Геология рудных месторождений, 2021. – Т. 63, № 6. – С. 498-519.
37. Иконникова Т.А. Изотопный состав кислорода жильного кварца и вмещающих пород на месторождении Сухой Лог (Россия) / Т.А. Иконникова, Е.О. Дубинина, М.Р. Сароян, А.В. Чугаев // Геол. руд. месторождений, 2009. –Т. 51, № 6. – С. 560-567.
38. Константинов М. М. Золоторудные гиганты мира / М.М. Константинов. – Природа, 2000. – № 3. С. 52-57.
39. Корольков А. Т. Гранитогнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер Центрального сегмента Монголо-Охотского пояса / А.Т. Корольков // Изв. Сиб. отд-ния секции наук о земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. - Иркутск: Иркут.техн. ун-т, 2004, № 1 (27). – С. 90-95.
40. Корольков А. Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири / А.Т. Корольков. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. – 251 с.

41. Корольков А. Т. Геодинамические особенности металлогенических формаций золоторудных районов / А.Т. Корольков // Изв. Сиб. отд-ния секции наук о земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2007, № 5 (31). – С. 5-17.
42. Котельников А.Р. Несмесимость во флюидно-магматических системах и ее роль в процессах минерало- и рудогенеза / А.Р. Котельников, Н.И. Сук, З.А. Котельникова, А.М. Ковальский // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». – N. 12003 (21)'.
43. Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах / С.Г. Кряжев // Отечественная геология, 2017. – № 1. – С. 28-38.
44. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы / А.Б. Кузьмичев. – М: Изд-во Пробел-2000, 2004. 192 с.
45. Кучеренко И. В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы / И.В. Кучеренко // Изв. АН СССР, серия геол, 1989, №6. – С. 90-102.
46. Кучеренко И.В. Петрологические и металлогенические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях / И.В. Кучеренко // Известия Томского политехнического университета, 2004. Т. 307, № 1. – С. 49-57.
47. Миронов А.Г. Золото-сульфидное месторождение Каменное (Северное Забайкалье, Россия) – представитель рифейского эпитептермального золото-теллуридно-серебряного оруденения / А.Г. Миронов, С.М. Жмодик, А.А. Боровиков, Б.Б. Дамдинов [и др.] // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. – С. 407-426.
48. Миронов А.Г. Таинское золоторудное месторождение – редкий тип золото-порфирирового оруденения. / А.Г. Миронов, С.М. Жмодик, Ю.Ч. Очиров. – Геология рудных месторождений, 2001, № 5. – С. 395-413.

49. Миронов А.Г. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) / А.Г. Миронов, С.М. Жмодик // Геология рудных месторождений, 1999. – Т. 41, № 1. – С. 54-69.
50. Москвитина М. Л. Минеральные ассоциации кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского золоторудного месторождения, Восточный Саян / М.Л. Москвитина, Б.Б. Дамдинов, Л.Б. Дамдинова, А.Д. Извекова // Руды и металлы, 2020. №2. – С. 33-46.
51. Намолов Е.А. Отчет о поисково-разведочных работах Багдаринской партии на рудное золото / Е.А. Намолов, А.А. Матвейчук, В.С. Андреева [и др.]. – Иркутск, 1991. 190 с.
52. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений / И.Я. Некрасов. – М.: Наука, 1991. 302 с.
53. Овчинникова Г. В. Источники гранитоидов Тувино-монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода / Г.В. Овчинникова, Д.П. Крылов, И.К. Козаков, В.П. Ковач [и др.] // Петрология, 2009. – Т. 17, №6. – С. 613-622.
54. Окороков В.Г. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1: 200 000 / В.Г. Окороков, И.В. Четвертаков, А.Г. Филиппов, В.В. Булдыгерев [и др.]. – Муйская серия. Лист О-50-XXXII: М, 2000.
55. Петровская Н.В. Самородное золото / Петровская Н.В. – М.: Наука, 1973. 347 с.
56. Плотинская О. Ю. Минералого-геохимические особенности руд Кедровско-Ирокиндинского рудного поля, Северное Забайкалье / О.Ю. Плотинская, А.В. Чугаев, Д.Б. Бондарь, В.Д. Абрамова // Геология и геофизика, 2019. – Т. 60, № 10. – С. 1407–1432.
57. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. / Э. Реддер. – Т. 2: М., Мир, 1987. 630 с.
58. Рощектаев П.А. Золото Бурятии / П.А. Рощектаев. – Улан-Удэ.: БНЦ СО РАН, 2000. 464 с.

59. Рыцк Е.Ю. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса / Е.Ю. Рыцк, Ю.В. Амелин, Н.Г. Ризванова, Р.Ш. Крымский // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. – Т. 9 (4), С. 3-15.
60. Рыцк Е.Ю. Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов Каралон-Мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U-Pb-данные по циркону / Е.Ю. Рыцк, А.Ф. Макеев, В.А. Глебовицкий, А.М. Федосенко // ДАН, 2007. – Т. 415, № 4. – С. 535-538.
61. Рыцк Е.Ю. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса / Е.Ю. Рыцк, В.П. Ковач, В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко [и др.] // Геотектоника, 2011, № 5. – С. 17-51.
62. Семинский Ж. В. Металлогенические пояса Восточной Сибири, Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. / Ж.В. Семинский. – Вып. 3 (29). – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. – С. 5–15.
63. Сидоров А.А. Рудноформационный анализ / А.А. Сидоров, В.И. Старостин, А.В. Волков. – М: МАКС-Пресс, 2011.
64. Скузоватов С.Ю. Возраст метаморфизма и природа протолита гранулитов Южно-Муйской глыбы (Байкало-Муйский складчатый пояс) / С.Ю. Скузоватов, Е.В. Скляр, В.С. Шацкий [др.] // Геология и геофизика, 2016. – Т.57, № 3. – С. 575–591.
65. Степанов В.А. Зональность золотокварцевого оруденения Центральной Колымы (Магаданская область, Россия). – Владивосток: Дальнаука, 2001.
66. Спиридонов А.М.. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья / А.М. Спиридонов, Л.Д. Зорина, Н.А. – Новосибирск, Академическое изд-во «ГЕО», 2006. 291 с.

67. Федотова А.А. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе / А.А. Федотова, Е.В. Хаин. – Москва: Научный мир, 2002. 176 с.
68. Феофилактов Г.А. Минеральные ассоциации и особенности вещественного состава руд месторождений золота одного из районов Восточного Саяна / Г.А. Феофилактов // Материалы по геологии и полезн. иск. Бур. АССР, 1969. Вып. 12. – С. 19-34.
69. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса / Л.В. Фирсов. – Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.
70. Хубанов В. Б. Пространственно-временные соотношения габброидов и гранитоидов сумсунрского комплекса в пределах Холбинского золоторудного узла (Восточный Саян) / В.Б. Хубанов, К.Д. Долгобородова, Б.Б. Дамдинов, А.А. Цыганков // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 17. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. – С. 281-282.
71. Цыганков А.А. Геохимия и петрогенезис гранитоидов муйского интрузивного комплекса (Восточная Сибирь) / А.А. Цыганков, Т.Т. Врублевская, Э.Г. Конников, В.Ф. Посохов // Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического-го пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
72. Чугаев А.В. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения / А.В. Чугаев, О.Ю. Плотинская, И.В. Чернышев, В.А. Лебедев // Геология рудных месторождений, 2017. – Т. 59 (4), С. 281-297.
73. Чугаев А.В. Соотношение магматических, метаморфических и гидротермальных процессов в пределах Байкало-Муйского террейна (восточная Сибирь): данные высокоточного геохронологического изучения

- Кедровского гранитоидного массива / А.В. Чугаев, И.В. Чернышев, Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова // ДАН, 2019. – Т. 489, № 3. С. 292-297.
74. Чугаев А.В. Источники и возраст золоторудной минерализации месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье): результаты изучения изотопного состава Pb, S, Sr, Nd и данные ^{39}Ar – ^{40}Ar геохронометрии / А. В. Чугаев, Е. О. Дубинина, И. В. Чернышев [и др.] // Геохимия, 2020. – Т. 65, № 11. – С. 1059–1079
75. Шаццлло А.В. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя / А.В. Шаццлло, Н.Б. Кузнецов, В.Э. Павлов [и др.] // Докл. АН, 2015. – Т. 465, № 4. – С. 464–468.
76. Шацкий В.С. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология / В.С. Шацкий, Е.С. Ситникова, А.А. Томиленко [и др.] // Геология и геофизика, 2012. – Т. 53, № 6. – С. 657–682.
77. Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка) / С.Д. Шер. –М.: Недра, 1974. 256 с.
78. Шило Н.А. Антиклинальные поднятия Северо-Востока России в зонах с развитым и редуцированным «гранитным» слоем – структура и генезис / Н.А. Шило, Ю.Я. Ващилов, Н.К. Гайдай // Докл. Рос. АН, 2002. – Т.387, № 5. – С.681-684.
79. Afifi A.M. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. thermochemical data and calculated equilibria / A.M. Afifi, W.C. Kelly, E.J. Essene. – Econ. Geol, 1988. –P. 377–394.
80. Bi S.J. Gold distribution in As-deficient pyrite and telluride mineralogy of the Yangzhaiyu gold deposit, Xiaoqinling district, southern North China craton / S.J. Bi, W. Li, Z.K Li. – Mineralium Deposita, 2011. – vol. 46(8). – P. 925-941.
81. Bodnar R.J. Interpretation of Microthermometric Data for H₂O-NaCl Fluid Inclusions. In: De Vivo B., Frezzotti M.L. (ed.) / R.J. Bodnar, M.O. Vityk // Fluid

- Inclusions in Minerals: Methods and Application. Pontignosno - Siena, 1994. – P. 117-130.
82. Cabri L.J. Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance / L.J. Cabri. – Econ Geol 1965. – P. 1569–1606.
83. Caddick M. J. Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: mineral compositions in equilibrium / M.J. Caddick, A.B. Thompson. – Contrib. Miner. Petrol, 2008. – Vol. 156. – P. 177-195.
84. 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 / N.J. Capedal. – Mineralogy and Petrology, 2006. – 87(3). P. 277-304.
85. Dehnavi A.S. Walker Assessment of pyrite composition by LA-ICP-MS techniques from massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, Canada: from textural and chemical evolution to its application as a vectoring tool for the exploration of VMS deposits / A.S. Dehnavi, C.R.M. McFarlane, D.R. Lentz, J.A. – Ore Geol. Rev, 92 (2018). – P. 656-671.
86. Goldfarb, R.J. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time / R.J. Goldfarb, D.I. Groves. – Lithos, 2015, v. 233. – P.2 -26.
87. Goldfarb, R.J. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia / R.J. Goldfarb, R.D. Taylor, G.S. Collins, N.A. Goryachev [at all.]. – Gondwana Research, 2014. – P. 48–102.
88. Goldfarb R. J. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis / R.J. Goldfarb, D.I. Groves, S. Gardoll // Ore geology reviews, 2001. – Vol. 18, – P. 1 – 75.
89. Goldfarb R.J. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes / R.J. Goldfarb, J. Baker, T. Dube, B. Groves [at all.]. – Economic Geology, 2005. – 100th Anniversary Volume. – P. 407- 450.
90. Goldfarb, R.J. Metallogenic Evolution of Alaska / R.J. Goldfarb, L.D. Miller // Mineral Deposits of Alaska: Economic Geology Monograph 9, 1997. – P. 4-34.

91. Groves, D.I. Orogenic gold deposits—a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types / D.I. Groves, R.J. Goldfarb, M. Gebre-Mariam, S.G. Hagemann // *Ore Geology Reviews* 13, 1998. – P. 7-27.
92. 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. *Economic Geology*, 2003 98, 1–29.
93. Groves D.I. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration / D.I. Groves, M. Santosh, J. Deng, Q. Wang. – *Mineralium Deposita*, 2020. – P. 275 -292.
94. Grundler P.V. Pring Speciation of aqueous tellurium (IV) in hydrothermal solutions and vapors, and the role of oxidized tellurium species in Te transport and gold deposition / P.V. Grundler, J. Brugger, B.E. Etschmann, L. Helm. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 120 (2013). – P. 298-325.
95. Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems. In Goodfellow WD (ed.) *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* / C.J. Hart. – Geol Assoc Canada, Mineral Deposits Division. – Spec Publ, 2007 P. 95–112.
96. Hart, C.J. New exploration concepts for country-rock-hosted, intrusion-related gold systems: Tintina gold belt in Yukon. In *The Tintina Gold Belt: Concepts, Exploration and Discoveries; British Columbia and Yukon Chamber of Mines* / C.J. Hart, T. Baker, M. Burke. – Vancouver, BC, Canada, 2000. – Volume 2. P. 145-172.
97. Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry* (sixth ed.) / J. Hoefs. – Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2009. – 285 p.
98. Hu Z. Upper crustal abundances of trace elements: a revision and update / Z. Hu, S. Gao // *Chemical Geology*, 2008. – P. 205-221.

99. Kelley, K.D.; Romberger, S.B.; Beaty, D.W.; Pontius, J.A. Geochemical and geochronological constraints on the genesis of Au-Te deposits at Cripple Creek, Colorado / K.D. Kelley, S.B. Romberger, D.W. Beaty, J.A. Pontius. – *Econ. Geol.* 1998. – 93. P. 981-1012.
100. Keit. M.. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes / M. Kelly, D.J. Smith, G.R. Jenkin, D.A. Holwell. – *Ore Geol. Rev.* – 96, P. 269-282.
101. Keith. M. Element systematics of pyrite from submarine hydrothermal vents / M. Keith, F. Hackel, M. Karsten // *Ore Geology Reviews*, 2016. Special issue, № 72. – P. 728-745.
102. Kerrich, R. The geodynamics of world-class gold deposits; characteristics, space-time distribution, and origins / R. Kerrich, R.J. Goldfarb, D. Groves, S. Garwin. – *Rev. Econ. Geol.* 2000, 13. – P. 501-551.
103. Khian E.V. 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 / E.V. Khian, E.V. Bibikova, A. Kroner // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002.V.199. – P. 311-325.
104. Kouhestani H. Orogenic gold mineralization at the ChahBagh deposit, Muteh gold district, Iran. *J Asian* / H. Kouhestani, N. Rashidnejad-Omran, E. Rastad, M. Mohajjel. – *Earth Sci*, 2014. 91. – P. 89-106.
105. Kuzmichev A.B. Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt / A.B. Kuzmichev, A. Kröner (ed.). *Composition and evolution of Central Asian Orogenic Belt*. Stuttgart: Borntraeger Science Publishers, 2015. – P. 66-92.
106. Lang J.R. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding / J.R. Lang, T. Baker // *Mineralium Deposita*, 2001. –Vol. 36. – P.477-489.
107. Lang, J.R. An exploration model for intrusion-related gold systems / J.R. Baker, T. Baker, C.J. Hart, J.K. Mortensen. – *Society of Economic Geologists Newsletter*, 2000. – 40 (1). – P. 6-15

108. Large R.R. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications of the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits / R.R. Large, L.V. Danyushevsky, C. Hollit, V. Maslennikov. – *Econ. Geol.*, 104, 2009, P. 635-668.
109. Large R.R. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia / R.R. Large, V.V. Maslennikov, F. Robert, L.V. Danyushevsky. – *Econ. Geol.* 102, 2007. – P. 1233-1267.
110. Large R.R. A carbonaceous sedimentary source-rock model for carlin-type and orogenic gold deposits / R.R. Large, S.W. Bull, V.V. Maslennikov. – *Econ. Geol.* 106, 2011. – P. 331-358.
111. Li, Y. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* / Y. Li, J. Liu. – 2006. 70. – P. 1789-1795.
112. Mueller 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 / A.G. Mueller. – 2015, *Mineralium Deposita* 50(2) P. 221-244.
113. Ohmoto. H. R. Isotopes of Sulfur and Carbon, in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* / H.R. Ohmoto. – New York.: John Wiley and Sons, 1979. 434 p.
114. Pals D. W. (2003) Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: implications for gold distribution and deposition / D.W. Pals, P.G. Spry, S. Chryssoulis. – *Econ. Geol.*, 2003. 98. – P. 479-493.
115. Phillips, G.N. Formation of gold deposits—a metamorphic devolatilization model / G.N. Phillips, R. Powell. – *Journal of Metamorphic Geology*, 2010. 28, P. 689-718.
116. Plotinskaya O.Y. Te and Se mineralogy of the Kochbulak and Kairagach high-sulfidation epithermal gold telluride deposits (Kurama Ridge, Middle Tien-

- Shan, Uzbekistan) / O.Y. Plotinskaya, V.A. Kovalenker, R. Seltmann, C.J. Stanley. – *Mineralogy and Petrology*, 2006. V. 87, № 3-4. – P. 187- 207.
117. Rytsk E.Yu. 2007. Structure and Evolution of the Continental Crust in the Baikal Fold Region / E.Yu. Rytsk, V.P. Kovach, V.I. Kovalenko, V.V Yarmolyuk. – *Geotectonics*. 41 (6). – P. 440–464.
118. Seal R. R. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals / R.R. Seal // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2006. – Vol.61, P. 633- 677.
119. Shackleton J.M. (2003) Telluride mineralogy of the Golden Mile deposit, Western Australia / J.M. Shackleton, P.G. Spry, R. Bateman. – *Canadian Mineralogist*, 2003. – 41. P. 1503-1524.
120. Shaparenko E. Ore-Bearing Fluids of the Blagodatnoye Gold Deposit (Yenisei Ridge, Russia): Results of Fluid Inclusion and Isotopic Analyses / E. Shaparenko, N. Gibsher, A. Tomilenko, A. Sazonov. – *Minerals*, 2021. 11(10), 1090.
121. Sharp Z.D. A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO₂ - H₂O system and applications to natural samples / Z.D. Sharp, J.A. Gibbons, J.A, O. Maltsev, V. Atudorei. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2016. – 186. P. 105-119.
122. Spence-Jones C.P. Tellurium, magmatic fluids and orogenic gold: an early magmatic fluid pulse at Cononish gold deposit, Scotland / C.P. Spence-Jones, G.R.T. Jenkin, A.J. Boyce A.J., N.J. Hill [at all.]. – *Ore Geol Reviews* 2018,102. P. 894-905.
123. Stacey, J. S. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J.S. Stacey, J.D. Kramers. – *Earth Planet Sci. Lett.* 26. P. 207-221.
124. Steele-MacInnis. Fliacs H₂O – NaCl: A Microsoft excel spreadsheet for interpreting microthermometric dsts from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O – NaCl / Steele-MacInnis Matthew, Lecumberri-Sanchez, Pilar // *Computers & Geosciences*, 2012. – Special issue, № 49. – P. 334-337.

125. Thompson J.F.H. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces / J.F.H. Thompson, R.H. Sillitoe, T. Baker, J.R. Lang [at all.]. – Miner Dep, 1999. – 34. P. 323-334.
126. Thomas. H.V. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo Gold Mine, Australia: insights for Ore Genesis / H.V. Thomas, R.E. Large, S.W. Bull, V. Maslennikov [at all.]. – Econ. Geol. 106, 2011. – P. 1-31.
127. Vielreicher N. M., Groves D. I., McNaughton N. J. The giant Kalgoorlie Gold Field revisited. Geoscience Frontiers 2016, 7: 359 – 374.
128. Vikenteva O.V. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids / O. V. Vikent'eva, V. Yu. Prokofiev, G. N. Gamyarin, N. A. Goryachev [at all.] // Ore Geology Reviews, 2018. – Vol: 10. P. 240-259.
129. Vikenteva O.V. The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs / O. V. Vikent'eva; N. S. Bortnikov; I. V. Vikentyev; E. O. Groznova [at all.] // Ore Geology Reviews, 2017. – Vol: 91. – P. 837-863.
130. Wang D. 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 / D. Wang, S. Zhen, J. Liu, E.J.M. Carranza // Ore Geology Reviews, 2020. 103904.
131. Yi W. Cadmium, indium, tin, tellurium, and sulfur in oceanic basalts: implications for chalcophile element fractionation in the Earth / W.Yi, A.N. Halliday, J.C. Alt, D. Lee // J. Geophys. Res, 2000. 105. – P. 1892-1894.
132. Zartman, R.E. (1981). Plumbotectonics - the model. Tectonophysics 75: 135-162

ПРИЛОЖЕНИЯ

Прил. 1. Содержания золота элементов-примесей в рудах Пионерского месторождения

Уч.	№	V	Cr	Fe,%	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cd	Sb	As	Pb	Au	Ag	Te	
Надежда	zk-20			16,00	181,0	23,00	127,0							0,90			0,56	489,0	16,30	0,70		2,06	
	zk-	74,00	11,10	2,23	160,0	17,00	3,99	60,00	33,00	735,0	3,40	97,00	1,09	0,93					12,40	0,04	1,39		
	zk-			17,50			39,80	6,24						0,93	0,51		1,09	643,0	8,60			2,47	
	zk-22	5,00	7,13	0,64	173,0	6,50	23,00	16,10	8,47	23,90	3,10	10,60		1,63				5,70	4,50	0,02			
	zk-27			9,31	120,0	29,00	5,44	47,30						1,63		0,32	0,58	418,0	160,0	0,01	67,00	149,0	
	zk-30	4,00		3,19	224,0	21,00	7,13							1,47				101,0	48,60	1,30	5,00	10,30	
	zk-32	6,00		2,32	132,0	12,00	6,30	10,60						3,07				100,0	53,40	0,18	0,81	3,93	
	zk-36	12,00		3,16	154,0	8,30	80,00	4,31						0,53	0,55			30,60	16,10	0,18	0,41	2,23	
	zk-38	18,00	10,80	2,02	64,00	5,80	146,0	33,90	11,00	81,00	3,99	6,75		3,23				28,30	11,30	0,07			
	zk-44	30,30	64,00	0,58	121,0	20,30	4,50	11,10	31,00	16,70	0,91	6,78		1,89				22,80	5,20	0,20			
	zk-45	19,30	42,70	0,89	195,0	39,00	30,90	39,90	14,40	16,40	0,90	3,23		1,81				56,70	20,30	2,00			
	zk-47			8,51	105,0	8,00	66,00	22,70						0,53	0,31	0,99			281,0	0,20	2,30	4,71	
	Nd-1	4,10	0,00	5,00	105,0	32,00	12,00	25,00	4,80	38,00	0,70	25,00	3,30					80,00	91,00	7,50	60,70		
	Nd-2	5,30	13,00	5,40	86,00	20,00	11,00	15,40	3,40	176,0	4,40	15,00	1,70	1,40				8,00	12,00	2,15	5,00		
	Nd-3	5,30		6,80	120,0	37,00	19,00	18,00	6,30	102,0	2,10	9,30	1,90					31,00	46,00	8,80	46,00		
Nd-4	7,70	6,00	10,30	69,00	97,00	28,00	27,00	25,50	239,0	3,70	34,00	3,10	0,90				108,0	389,0	29,60	136,7			
Nd-5	6,00	10,00	4,20	96,00	21,00	17,00	22,00	6,90	53,00	1,00	13,00	2,40	2,40				57,00	44,00	12,00	76,00			
Пионерский	Pi1	3,50			180,0	50,00	235,0	712,0	13,26	10,34		9,00	3,42	2,42		19,34	7,03	130,9	88,00	85,00	56,31	143,9	
	Pi2	3,60			240,0	7,00	53,00	875,0	9,26	26,35		4,30				28,86		28,52	100,0	108,0	95,06	162,2	
	Pi3	4,00			260,0	14,00	4,80	8,60	21,01	27,14		3,90	2,77		11,59				500,0	300,0	60,84	450,2	
	Pi4	3,80			83,00	8,60	252,0	2671	34,99	18,57		18,38	2,23		8,96	408,0	21,92		150,0	474,9	595,6	466,8	
	Pi5	4,00			125,0	7,00	700,0	4620,	6,08	17,62	1,03	9,77	2,16			91,85	2,10	21,00	18,00	7,80	22,93	22,86	
	Pi6	6,00			70,00	7,70	15,00	48,63	14,06	33,19		26,40	2,14	2,30		1,78		15,00	16,65	3,00		24,34	
	Pi16	5,50			230,0	15,00	120,0	34,00	8,38	10,95		15,15	0,88					8,04	96,00	7,00	5,50	13,23	17,62
	Pi17	5,30			84,00	8,60	7,28	11,94	12,61	28,20	2,64	19,40	3,17		2,92			15,94	3,60				
	Pi18	3,60			170,0	8,00	33,00	94,00	3,43	31,20		6,00	4,07		1,42			18,00	170,0	21,40	8,07	164,4	
	Pi22	20,00	6,50		40,00	5,80	3,00	15,48	99,56	73,75	2,65	129,5	3,93	1,02	6,48			4,60	9,20	2,70			4,01

Pi23-	3,00			70,00	19,00	23,17	17,19	5,69	14,98	1,68	13,00	3,03	2,27	4,64			182,5	70,00	51,44	24,58	60,82
Pi23-	3,80			190,0	14,00	19,59	10,96	8,49	18,11		9,00			5,31		6,71	102,8	60,00	85,29	56,49	136,6
Pi23-	3,40			160,0	10,00	16,87	15,59	3,89	9,40		6,50	0,93		3,21			75,75	33,00	19,62	18,97	34,03
Pi24	3,00			181,0	5,00	5,30	9,11	3,08	19,32	1,80		1,48					19,28	2,18	0,65		
Pi26	20,00			53,00	9,00	8,80	49,00	41,57	58,03	1,50	36,86	3,27	1,20				9,70	15,00	15,00		16,68
Pi27	3,00			96,00	24,00	2334,	1089	6,45	42,85	2,02	8,00	2,65		6,48	164,8	6,09	20,00	50,00	15,00	18,33	59,87
Pi29	3,00			234,0	14,00	20,00	13,00	9,05	4,36		10,00	1,12		5,51		2,99	132,0	32,00	116,0	35,22	106,8
Pi30	3,00			76,00	9,00	2790,	1723,	5,69	34,14	1,10	1,50	1,60		7,46	26,38	10,88	6,50	10,00	32,00		51,12
Pi33	5,50			191,0	59,00	89,00	390,0	9,34	33,95	0,97	8,67	2,76		6,62	14,35	4,75	335,0	50,00	12,00	2,67	32,18
Pi35	6,00			47,00	7,50	775,1	2950	14,15	98,08	4,37	27,19	2,60			477,8	31,34	14,23	7,83			
Pi36	6,80			287,0	20,00	71,00	453,0	10,66	39,09		8,50						30,00	260,0	8,80	2,44	57,76
Pi37	8,00			185,0	15,00	22,09	9,61	20,54	29,66	1,09	35,17	3,35	2,55				44,11	14,20	7,44	5,59	8,57
Pi38				84,00	38,00	120,0	513,7	12,23	9,11		3,50	1,24	1,08		12,25		40,96	80,00	102,7	79,52	161,6
P-10	15,00	10,00	0,60	120,0	11,00	5,00	14,00	42,00	36,00	1,50	42,00	2,30					8,00	0,00	0,20		
P-6	10,00	5,50	2,80	65,00	11,00	15,00	14,00	18,00	105,0	3,10	23,00	2,50					25,00	17,00	5,50	6,70	
zk-51	42,10	6,42	0,84	97,00	3,80	20,40	16,30	25,90	37,30		35,30	0,42	1,73				3,80	2,10	0,02		
zk-57	5,00		7,29	430,0	6,50	324,0	3,40						1,31		0,48	0,35	380,0	53,10	0,43	2,00	6,01
zk-58	4,30		5,87	235,0	3,50	107,0	8,29						0,77		0,28	0,33	501,0	47,00	0,50	2,30	4,18

Прил. 2. Содержания золота и элементов-примесей в рудах Осиновой жилы Кедровского месторождения

	Zn	As	Hf	Ta	Au	Hg	Bi	Ag	Cd	In	Sb	Sn	Te	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cs	Ba	La	Ce	Th
Kd1	5290	81	25		136,0		77	109	36		117	9,6	11	35	135		27				9,2			
Kd2	5280	500	8		198,0		140	116	58		156			38	23		23				58			
Kd3	981	54	43			5,0		36	9,6		31	11		13	107		2,5				15			
Kd4	355	101	25			6,2		53	7,5		74			15	11		6,2				8,5			
Kd5	252	73	11			8,8		13			2,5		11	4,7	4,3		7,8	1,6		22	2,8			
Kd6	4400				418,0		500	265	70	6,5	407	9,3		16	14		23				9,9		78	
Kd7	1100	30	14		120,0		87	99	25	8,9	71	6,6	8,2	33	75		46							
Kd8	715	65	1,7		145,0		98	114	26	5,3	86	10		36	74		15				29			
Kd9	3740	78	23			18		13	39		23			5,8	7									
Kd10	19	18	2,5	3,4						5,7				1,4	5		2,2	1,6			20			3,4
Kd11	18	31	3,3	5,4			3,3							1,4	4,6		6,6	2,4			10			
Kd12	243	28	6,6	7,6					4,1			6,4		76	116	11	170	6,3	4,0		1096		81	29
Kd13	418	45	6,9	5,8					3,5			3,5	7,3	6,2	56		11	1,9			108			
Kd14	20	62	7,0	4		8,5		7,3	6,7				3,2	6,2	40		27	1,3			50			10
Kd15					550,0		540	276	72		371	24	22	25	34	3,9	1,5			14			41	
Kd16	761	21		5,3					15					2,8	52		12	2,8		9,2	19			3,6
Kd17	42				183,0		227	135	31		167	8,1	7,3	20	34		19							
Kd18	161	38	8,2	2,7				5,3						11	41		40	3,5	1,2	11	122			6,0
Kd19	129	587		4,9	7,8			5,6	3,3					3,3	28		28	3,0			7,9			5,4
Kd20	258				147,0		200	105	64		116		12	25	77		17						36	
Kd21	1226	75	8,3	4,4					24					61	307	29	350	14	3,4		1026		31	
Kd23	196	71	9,4	8,4			3,4	4,7	3,2					5	23		16	3,1			52			2,5
Kd24	2379	70	8,8	13		5,7		6	39		3		6,8	3,6	14		11	2,0		12	4,6			4,0
Kd25	33104	1316			214		112	?	?		?			1,7	5,2		2,6	2,5		8	12			3,5
Kd26	33414	1221			272		122	109	194	8,6	85	13		51	88		35				6,6			
Kd27	21359	376			69		59	82	184		77	5,8		33	92		15				28		29	
Kd28	131528	44	15				28	35	1046		130			22	37		16							
Kd29	11807	161	17					22	149		30			11	21		14				38			8,3
Kd30	21761	150	23					51	238		47			17	51		9,5				19		27	5,0
Kd31	363810	33	36				13,5	21	3433		267			1,6	3,2		56		8,5					
Kd32	17230	1053			97		49	77	155	10	67	26		32	56		18	3,4	2,0				36	
Kd33	7562	213	11						104					3	7,8		12	1,2						5,3
Kd34	68676	48	15				10	37	702		84			10	5,9		19						53	
Kd35	19430	137	28			79								3,8	6,9		3,8	3,0		28	69			4,1
Kd36	19331	154	30			7,3		26	206		49			11	8,8		11				20			7,3
Kd37	6484	150	16				3,2	15	98		9,7		6,7	3,3	4,8		5	0,9			4,8			2,9
Kd38	721	1070			25		92	75	27		94	9,7	11	36	9,3		18							
Kd39	208	42	7,3	4,7								2,8		4,7	4,2			1,6			31			6,6

Kd40	740	46	2,1	8,7				3,4	11					4,3	6,0		8,8	2,7		17	44			2,9
Kd41	80	53	4,3	2,7										4,0	4,1		1,0	2,3			19			4,0
Kd43	1574	44	9,0	4,1			3,8	4,8	23		6,1	5,7	2,5	8,3		5,1	1,9		6,7	16			2,4	
Kd44	786	74	4,5					61	6,8	145			19	288	9,2	53	5,8		12	194				
Kd45	1991	63	9,4			10		29	26	20			13	18		29	2,9			119			6,4	
Kd46	9751	120	23				7,6	260	101	466			17	15		35				6,6			3	
Kd47	8782	99	32			5,8		179	94	279	2,7		11	10		16	1,5			3,5			11	
Kd48	530	93	4,2	5,8				63		169			13	131		24	2,3	1,4		90				
Kd49	10427	115	25			10		71	111	90			7,8	23		14	2,1		13	28			6,0	
Kd50	62	56	6,8				3,5	4			5,2		6,8	12	2,0	26	4,3		6,3	79			4,0	
Kd51	6173	244	25					1410	77	2855	29	5,1	9,7	12		39	1,4	7,7		23			6,8	
Kd52	68012	116	37					856	551	1704	12		11	17		36		6,2		12			4,8	
Kd53	462	89	16	3,4		3,4		102	9	104	2,8		11	8,3		22	2,7			41			7,2	
Kd54	37	39	4,0										74	279	35	300	14,3	1,2		807	37	87	7,1	
Kd55	76	18	3,9	3,3									64	694	33	115	15,2	3,0		984		55		
Kd56	861	380	4,2						11	8,5	7		18	25		40	4,1			175			6,6	
Kd57	11958	886			60		3,4	31	96	18	18		13	9		34	5,4	5,0					7,5	
Kd58	10412	397	5,9				5,4	42	108	66	20	4,8	18	10		30				44				
Kd59	5250	310						42	69	47			13	9		26				12			9,3	
Kd60	398	256	3,2		7				6,6		6,9		5,7	7		13			12	17			4,8	
Kd61	4376	287	4,3	3,6				8	52				4,0	6,4		15	1,9						3,3	
Kd62	469	208	5,5		3,2			11	15		8	5,6	3,9	6,8		12	2,2						8,0	
Kd63		188						32		52			18	16		23				24			17	
Kd64	4549	539	7,6		35		21	54	46	43	5,9	10	22	10		31				74			3,7	
Kd65	39	148	5,7	7,8									7	13	11	11	2,8			84			4,3	
Kd66	73	1178	2,5	3,4	10		4,6	4	12	9,3	11		13	119	28	52	3,7		157		32			
Kd67	1402	1184			10		7	30	19	20	15		12	6		23						46		
Kd68	43114	303					32	88	346	2,9	128		27	4,4		21							4,3	
Kd69	359	330						24	14	7,7	15		9,9	5,5	3,4	14	2,8		6,7	13			3,0	
Kd70	2869	63	10	12					35				2,5	4,3		9,1	2,1			12			6,0	
Kd71	4707	136				4,1		20	56	23			6,6	3,8		2,0				13			11	
Kd72	7,8	28	3,5				3,3						1,7	3,6		3,0	3,3	0,9		6				
Kd73	7,6	19	2,5	5,0			3,5				5,3		0,7	2,8		4,0	3,1		10		34	54		
Kd74	7,9	25	3,8	2,3										3,8			2,1							
Kd75	8,3	17	4,1	4,8							5,4		0,6	4,7			2,1	0,9					2,4	
Kd76	10	10		5,3							3,3		1,7	5,2		4,0	1,7	1,6	8,7	10			2,5	

Прил. 3. Содержания золота и элементов-примесей в рудах Баргузинской жилы Кедровского месторождения.

	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Se	As	Hf	Ta	Au	Hg	Pb	Bi	Ag	Sb	Sn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cs	Ba	Th	
Kd77	45,00	76,00	82,00	42,00	39,00	41,00		13,0	4,2	2,6	0,09	3,10	5,00		0,0		4,0	66,0	175,0	24,0	150,0	11,0	1,0		804,00	5,4	
Kd78	32,00	10,00	57,00	380,0	1088,0	13,00	2,5	6,30			0,01		140,00		0,0			4,20	26,00	2,60	29,00	6,00	1,2	14,0	65,00	5,0	
Kd79	5,00	4,00	139,0	14,00	29,00	15,00		13,0	3,4	4,2	0,04		5,00		0,0			1,90	49,00	3,60	11,00	2,10	2,5	11,0	23,00		
Kd80	37,00	27,00	95,00	6,00	6,60	33,00		4,00			0,01		12,00		0,0			9,20	351,0	16,0	37,00	4,90	2,7		124,00		
Kd81	20,00	15,00	214,0	330,0	195,00	16,00		10,0			0,14		7,00		0,0	4,6		9,90	41,00	3,20	31,00	3,00		18,0	131,00		
Kd82	80,00	35,00	185,0	277,0	120,00	20,00		2,40	2,1		10,0		26,00		2,5			18,8	170,0	8,70	77,00	13,0	1,5		260,00	5,0	
Kd83	0,00	6,00	181,0	566,0	530,00	11,00	3,9	2,60	4,9		1,20		8,00		4,4			4,10	15,00		30,00	4,80	1,1		46,00	4,6	
Kd84	0,00	0,00	500,0	10,00	12,00	13,00		18,0		3,9	0,02		9,00	3,20	0,0				24,00								
Kd85	25,00	22,00	147,0	239,0	280,00	25,00		11,0	5,5		0,85		29,00	26,00	0,0		4,9	15,0	80,00	2,50	51,00	3,60			183,00	2,6	
Kd86	0,00	4,00	500,0	437,0	158,00	15,00		45,0	3,1		0,50		52,00		0,0			1,80	15,00		16,00	3,70	1,2				
Kd87	28,00	12,00	136,0	16,00	28,00	8,80		18,0			6,00		19,00	3,10	0,0	7,1		6,10	46,00	1,50	18,00	1,50	1,7		55,00	3,0	
Kd88	75,00	36,00	126,0	80,00	31,00	29,00		11,0			2,50		13,00		0,0			9,60	226,0	9,60	17,00	3,00		14,0	119,00		
Kd89	13,00	11,00	270,0	23,00	25,00	32,00		32,0	4,2		0,30		160,00		0,0			3,20	100,0		9,30	2,20			26,00	3,4	
Kd90	27,00	15,00	191,0	29,00	15,00	12,00		24,0		3,0	3,30		22,00	4,30	0,0			5,40	54,00		7,00	2,30	1,0	9,70	66,00		
Kd91	0,00	6,30	83,00	0,00	5,10	21,00		9,70	3,3	3,5	0,02		8,00		0,0			4,40	63,00	1,80	9,40	1,70		10,0	31,00	3,0	
Kd92	90,00	40,00	85,00	107,0	188,00	16,00			2,8		20,0		9,00		2,7			21,0	135,0	4,60	60,00	5,30	2,3		280,00		
Kd93	11,00	16,00	139,0	16,00	25,00	23,00		22,0			0,40		660,00		7,0			10,0	190,0	1,80	29,00	4,50	0,8	11,0	89,00		
Kd94	5,00	5,00	400,0	10,00	17,00	13,00		38,0	7,5	4,9	3,00		5,00	6,10	0,0			1,90	48,00		5,10	1,40	2,1	14,0	16,00	2,7	
Kd95	72,00	31,00	180,0	47,00	129,00	22,00		9,00	2,7		17,0		54,00	14,00	0,0			14,0	108,0		37,00	4,30			171,00	3,8	
Kd96	0,00	0,00	165,0	62,00	1610,0	20,00	3,7	5,20	6,7		45,0	6,50	20,00	18,00	3,6			1,90	12,00		22,00				2,70		
Kd97	0,00	0,00	210,0	64,00	851,00	16,00	4,7	8,20	4,6		0,60	5,30	66,00	101,0	6,1			3,70	9,50		27,00						
Kd98	0,00	8,00	76,00	9,00	60,00	4199,0		48,0			1,20	11,0	7560,0		6,5			5,70	63,00			2,20			29,00	8,0	
Kd99	0,00	8,00	325,0	92,00	216,00	19,00	3,9	17,0			5,50		240,00	3,30	5,1	8,8	5,5	6,70	17,00		33,00	4,10			69,00	4,0	
Kd100	0,00	6,00	81,00	14,00	425,00	15,00		3,10	3,9	4,1	0,47		64,00		0,0	7,6		2,50	57,00		13,00	2,50			22,00	2,7	
Kd101	0,00	3,50	130,0	8,00	54,00	8,00		16,0		3,2	19,0		75,00	33,00	2,5			1,70	7,20		9,80	3,00	1,5	14,0	18,00	2,7	
Kd102	0,00	0,00	370,0	44,00	89,00	75,00		6,80			0,13		49,00	3,20	7,1				37,00	2,10	21,00	2,30				2,9	
Kd103	0,00	0,00	115,0	35,00	475,00	26,00	2,4	3,90	3,4		30,0		47,00	8,70	6,5		6,3	1,80	29,00	2,70	8,20	1,60					
Kd104	0,00	3,70	365,0	15,00	92,00	10,00		33,0	2,8		1,70		21,00	3,60	0,0			1,70	22,00	1,60	15,00	1,70	1,7			2,7	
Kd105	25,00	13,00	179,0	20,00	557,00	15,00		15,0	4,8		6,50	3,20	53,00	4,00	0,0			6,00	22,00		6,00	1,90	1,4		56,00	4,4	
Kd106	0,00	0,00	156,0	30,00	59,00	15,00		15,0			1,50		19,00		0,0			2,50	22,00	2,00	12,00	1,80	0,8		23,00	2,5	

Kd107	51,00	75,00	39,00	19,00	41,00	26,00		2,60		3,0	1,20		6,00		0,0			68,0	266,0	9,30	129,0	4,60			1084,0	2,6
Kd108	0,00	4,80	525,0	14,00	36,00	27,00		55,0	8,3		0,10		300,00	6,10	2,0			1,60	27,00		13,00	1,60	1,6		4,00	2,6

Прил. 4 LA-ICP-MS анализ микропримесей в пиритах Кедровского месторождения, участков Надежда и Пионерский

Объект	S	Ti	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Se	Pd	Ag	Sn	Sb	Te	Pt	Au	Tl	Pb	Bi
Кедровское месторожден ие, Осиновая жила	555900	19,4	0,29	0,14	0,4	7,5	1,35	9,16	115	3,42	0,00	0,0	0,15	0,03	0	0,00	0,027	0,00	3,18	0
	550200	19,9	0,2	1,47	2,7	62	1,26	8,9	40,5	2,38	0,00	0,6	0,15	0,027	0,1	0,00	0,015	0,01	2,62	0
	531000	18,4	0,01	0,62	0,5	9,3	1,47	8,24	237	5	0,00	0,2	0,15	0,04	0	0,00	0,017	0,00	15,2	0
	548900	19,7	0,7	3,7	1,8	12,	2,01	11,8	158	3,54	0,00	45	2,2	1,8	12,	0,00	0,28	0,00	780	0
	537900	18,6	0,82	0,49	0,6	19,	5,99	8,94	138,2	3,01	0,00	1,8	0,29	1,43	0,0	0,00	0,54	0,02	14	0,00
	546000	18,9	0,96	86	22,	22,	8,9	8,33	395	2,6	0,00	2,3	0,39	0,81	0,1	0,00	0,55	0,01	39	0,01
	527300	18,2	0,18	0,03	0,3	8,6	1,47	8,71	119,1	3,57	0,00	0,1	0,09	0,069	0,0	0,00	0,017	0,00	2,55	0
	530300	17	0,05	0,21	1,7	10,	2,8	7,97	314	4,6	0,00	0,6	0,20	0,215	0,3	0,00	0,069	0,00	5,11	0
	536200	17,8	0,18	0,01	0,1	69	32,4	10,1	9,17	4,7	0,00	2,4	79	0,157	0,5	0,00	0,02	0,00	2,69	0,00
	538900	17,1	<0.1	107	41,	17,	7,6	8,48	210,3	2,2	0,00	0,2	10,3	0,46	0,1	0,00	0,053	0,00	5,5	0
	543900	18,2	0,42	1,31	6,1	118	1800	9,55	5,7	5	0,00	10,	102	3,7	1	0,00	0,206	0,00	50	0
	536000	16,5	0,05	33,1	3,9	100	160	8,74	754	5,2	0,00	3,4	32	23	2	0,00	0,286	0,00	1300	0,01
	505000	16,2	0,05	0,4	0,1	15,	6,8	8,1	14,4	5,5	0,00	0,3	6,7	0,81	0	0,00	0,034	0,00	22,9	0
	509600	18,3	0,14	1,43	1,1	6,0	1,85	8,44	9,53	5,2	0,00	0,0	0,81	0,048	0	0,00	<0.01	0,01	2,52	0
	500600	19,1	0,39	0,19	0,7	6,3	4,2	8,45	7,68	8,4	0,00	0,2	0,28	0,11	0	0,00	0,01	0,00	5,3	0
	514500	17,8	0,23	0,04	0,0	4,2	1,3	8,04	130,6	3,7	0,00	0,1	0,11	<0.005	0	0,00	0,032	0,00	2,35	0
	526000	15,7	0,04	0,42	0,1	3,8	0,83	7,75	135,6	2	0,00	0,0	0,14	<0.038	0	0,00	0,006	0,00	1,58	0
	530900	16,7	0,17	0,04	0,0	3,3	2,17	7,36	107,8	5,2	0,00	0,0	0,12	0,058	0,1	0,00	<0.00	0,02	1,59	0
525300	14,5	0,1	0,06	0,1	4,7	1,38	7,78	102	2,66	0,00	0,1	0,11	0,05	0	0,00	0,012	0,00	2,07	0	
508600	16	0,11	0,05	0,3	4,2	1,6	7,69	254,7	4,7	0,00	0,0	0,12	0,057	0	0,00	<0.00	0,01	1,50	0,00	
516600	14,2	0,14	0,02	1,0	82	39	8,51	20	5,79	0,00	1,8	84	0,172	0,4	0,00	0,02	0,01	2,19	0	
Среднее	529504	17,53	0,26	11,2	4,0	27,	99,26	8,63	156,11	4,21	0,00	3,3	15,2	1,74	0,8	0,00	0,12	0,01	107,	0,00
Пионерское месторожден ие	10,2	0,024	39	0,4	11,	3,8	-	387	7,3	0,032	0,12	0	0,10	1,57	0,0	0,29	0,21	4,7	0,13	0,13
	10,6	0,031	830	10,8	14,	2,9	0,022	488,	7,9	0,028	0,15	0	0,06	1,56	0,3	0,40	0,68	5,3	6,1	6,1
	8,6	0,071	32,5	7,6	21,	5,8	0,073	43,5	6	0,071	0,38	0,0	0,24	0,72	0,1	0,03	0,76	8,4	4,5	4,5
	9,1	0,081	283	4,4	16,	2,9	0,006	112,	5,2	0,033	0,3	0	0,00	0,11	0,2	-	0,53	3,68	0,54	0,54
	9,7	0,01	14,9	4,99	10,	1,5	0,013	101	9,2	-	0,16	0	-	-	0	0	0,37	3,38	0,06	0,06

	10,9	0,4	67	4,6	42	16	0,033	109	8	0,1	0,51	0	0,78	-	0,2	0,17	1,16	37	4,7	4,7
	10,4	0,025	580	7,76	10,	4,9	0,01	1,62	3,3	0,023	0,16	0	0,03	4,4	0,1	0,03	0,87	4,62	0,17	0,17
	9,6	0,015	1773	15,3	9,4	1,4	0,044	2,33	3,5	0,017	0,14	0	-	6,3	0,0	0,01	0,25	3,34	0,53	0,53
	13,6	0,049	603	6,06	12,	5,6	0,014	1,71	4,8	0,069	0,39	0	0,09	4,45	0,3	0,04	0,36	6,8	1,66	1,66
	9,6	0,097	150	1,76	26,	3,7	0,02	95,4	6	0,14	0,62	0	-	0,06	0,3	0,08	2,6	4,59	1,16	1,16
	8,4	0,0036	93	1,65	12,	1,7	-	361	2,9	0,059	0,14	0	2,5	0,42	0	0,29	0,89	15,3	0,7	0,7
	8,2	0,023	231	3,06	12,	10	-	54	6,1	0,023	0,21	0	2,36	0,3	0,0	0,08	0,98	23	3,7	3,7
	8,1	0,028	171	4,52	12,	7,9	0,0022	65,2	6,5	0,101	0,16	0,1	0,10	0,023	0	0,01	0,45	4,69	0,59	0,59
	9,9	0,43	218	4,3	51	8,3	0,047	52,8	6,3	0,026	1,3	0	0,4	6,6	0,2	0,01	-0,04	69	14,2	14,2
	7,1	0,062	24,7	0,19	11,	2,4	-	105	11,5	0,022	0,23	0	0,04	0,33	0	0,02	-0,01	3,75	0,37	0,37
	9,5	0,044	34	0,49	12,	1,6	0,0084	221	11	0,054	0,22	0	0,05	0,12	0,1	0,10	0,27	3,68	0,72	0,72
	9,2	0,0082	512	9,9	8,5	1,4	0,0088	12,4	4,8	0,012	0,13	0	0,02	5,4	0	-	0,53	3,54	2,7	2,7
	10,5	0,015	265	7,3	6,5	1,6	0,014	2,32	5	0,017	0,12	0,0	0,08	0,71	0	0,00	0,41	2,44	0,16	0,16
	10,6	0,085	270	27,4	17	6,7	0,017	28,1	6,2	0,11	0,33	0	0,8	0,0004	0,2	0,01	0,3	7,9	0,63	0,63
	8,1	0,048	1,39	0,14	11,	3,3	0,012	17,5	3,4	0,015	0,19	0	0,07	0,0020	0,0	0,02	0,3	3,26	0,09	0,09
	9	0,012	2,71	0,13	6,5	1,1	-	52,8	5,9	-	0,11	0	-	0,27	0	0,02	0,19	2,5	0,15	0,15
	8,5	-	0,26	0,21	5,7	1,3	-	23,8	4,5	-	0,10	0	0,00	0,0027	0	-	0,45	2,34	0,02	0,02
	23	0,38	1,65	0,81	30	39	0,26	16,4	5,2	0,23	0,49	0,1	0,96	0,0034	5,4	0,05	0,7	66	0,93	0,93
	10,1	0,054	0,43	0,35	16,	9,4	0,025	59	6	0,38	0,39	0,2	1,17	0,14	0,1	0,12	0,99	8,1	0,3	0,3
	9,4	0,005	6,2	0,13	5,9	1,4	-	49	6,3	-	0,13	0	0,31	0,44	0	0,04	0,09	3,37	0,96	0,96
	11,1	0,085	1,06	0,07	15,	14	0,035	16,2	4,7	0,15	0,31	0,1	0,06	0,26	0,6	0,00	0,2	38	0,24	0,24
Среднее	10,12	0,08	238,	4,78	15,	6,1	0,02	95,3	6,06	0,07	0,29	0,0	0,39	1,32	0,3	0,07	0,56	13,0	1,77	1,77
Пионерское месторождение, участок Надежда	7,3	0,017	16	12,7	7,8	1,8	-	363	1,76	0,009	6,4	0	0,16	14,8	0	6,6	0,65	5,84	1,19	1,19
	10	0,059	9,48	3,93	9,7	3,9	0,0051	492,	1,35	0,006	8,8	0	0,22	33	0,0	4,9	0,4	7,9	8,6	8,6
	13,9	0,03	3	8,3	17,	10,	0,026	684	2,7	0,036	29,5	0	0,3	60	0,1	11,7	0,7	8,7	7,6	7,6
	8,9	0,03	7,1	11,4	12,	3	0,007	690	2	0,018	8,3	0	0,31	13,8	0	4,3	0,42	5,8	0,78	0,78
	10,2	0,026	1,75	5,56	119	2,4	-	367,	1,67	-	1010	0,1	2,03	1750	0,0	1920	69	64	63	63
	8,5	0,018	59	98	28,	1,9	0,0041	350	1,03	0,004	135	0	0,82	186	0	92	1,5	24,1	9,9	9,9
	11,1	0,009	2,84	11	11,	13	0,0036	730	1,92	0,11	36,4	0,1	1,15	123	0,0	21	1,14	15	16	16
	8,1	0,0173	2,86	7,6	13	1,8	0,009	343	0,74	0,001	11,1	0	0,81	25,7	0,0	9,2	0,82	8,11	3,47	3,47
	10,3	0,099	28,1	12,9	15	5,4	0,005	348	2,3	0,055	14,9	0	1,15	90	0,2	54	1	24,7	2,43	2,43
	7,51	0,0088	4,79	3,83	10,	1,6	-	630	1,46	0,005	7,6	0	0,48	26,4	0,0	5,8	0,7	3,38	0,45	0,45
10	0,028	110	221	49	50	-	119	1,74	0,22	720	0,1	2,22	420	0,0	460	0,8	49	43	43	

	10,2	0,068	86	202	10,	8,3	-	170	0,69	0,072	6	0	0,44	26	0,0	5,2	0,4	9,7	4,4	4,4
	7,5	0,011	18,3	51,2	11,	8,9	-	123	2,9	0,058	86	0	0,66	174	0	69	1,19	33,6	32	32
	8,8	0,015	3,42	6,6	10,	7,7	0,0045	447	1,57	0,005	9,8	0	0,98	107	0	28	0,8	23,6	45	45
	9,2	0,038	41,4	29,3	11,	1,3	-	425	1,67	-	189	0	0,29	185	0	54	1,95	8,7	5	5
	9,1	0,094	77,1	306	19,	24,	0,022	32,2	1,02	0,049	1070	0,1	1,26	486	0,1	2300	2,24	41,8	81	81
	10,5	0,014	13,3	16	18,	3,5	0,004	394	2,27	0,02	355	0	1,19	353	0,0	332	2,28	43,1	15,1	15,1
	7,9	0,026	78	9,2	8,1	1,8	-	493,	1,73	0,026	5,6	0	0,47	40	0,1	14,1	0,51	3,88	6,1	6,1
	8	0,036	6,2	2,52	8,3	6	0,013	525,	0,6	0,029	17,8	0,1	0,94	125	0,0	9,4	1,1	17,9	12,9	12,9
Среднее	9,32	0,03	29,9	53,6	20,	8,3	0,01	406,	1,64	0,04	196,	0,0	0,84	223,09	0,0	284,	4,61	20,9	18,8	18,8