

Кардашевская Вероника Николаевна

Минералого-геохимическая характеристика золоторудного месторождения Бодороно
(Южная Якутия)

Выпускная квалификационная работа магистра

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:


к.г.-м.н., доцент Е.В.Баданина



« 19 » мая 2017

Заведующий кафедрой:

д.г.-м.н., профессор М.В.Чарыкова



« 19 » мая 2017

Содержание

Введение.....	3
Глава 1. Общие сведения о золоторудных месторождениях.....	6
1.1. Классификация золоторудных месторождений.....	6
1.2. Золоторудные месторождения Алдано-Станового щита.....	7
Глава 2. Геологическая характеристика Верхне-Алгоминского золотоносного района	10
2.1. Стратиграфия.....	11
2.2. Интрузивные образования.....	13
2.3. Тектоника.....	14
Глава 3. Геологическое строение участка Бодороно.....	18
Глава 4. Минералогия руд месторождения Бодороно.....	23
Глава 5. Оценка физико-химических условий формирования золоторудной минерализации месторождения Бодороно.....	39
5.1. Температура формирования основных типов руд.....	39
5.1.1. Геотермобарометр Г.Куллера.....	40
5.1.2. Термобарогеохимические исследования.....	41
5.2. Результат анализа флюидных включений методом рамановской спектроскопии.....	47
5.3. Анализ минеральных равновесий.....	51
Глава 6. Оценка источника золота и флюида.....	57
6.1. Оценка источника золота по изотопному составу свинца.....	57
Глава 7. Оценка источника золота рудоносного флюида по изотопному составу серы.....	61
Заключение.....	63
Литература.....	65

Введение

Настоящая научно-исследовательская работа посвящена изучению условий образования месторождения Бодороно, расположенному на юго-востоке Республики Саха (Якутия), на площади Алдано-Станового щита (АСЩ).

Актуальность исследования обусловлена необходимостью реконструкций условий образования золоторудных месторождений золото-кварцевого малосульфидного типа, к которым относится малоизученное месторождение Бодороно. Эта информация необходима для понимания закономерностей концентрации золота в ходе геологического развития Становой золотоносной провинции.

Первые сведения о золотоносности региона, относятся к концу XIX века, когда Верхнеамурская золотодобывающая компания (ВЗКА) вела поиски и добычу золота в широкой полосе (200*500 км) Станового хребта. К началу первой мировой войны была установлена золотоносность Центрально-Алданского района (ЦАР). Бурное развитие золотодобычи и связанное с этим дальнейшее развитие исследований АСЩ, получило после официального открытия месторождений и рудопроявлений золота в ЦАР в 1924 году. Тогда же Билибиным Ю.А., была установлена связь золотого оруденения с проявлениями мезозойского субщелочного магматизма. Дальнейшие исследования геологического строения АСЩ связаны с именами Зверева В.И., Дзевановского Ю.К., Ветлужского В.Г., Максимова Е.П. и других исследователей. За время советского периода проведения геологоразведочных работ на территории АСЩ были открыты почти все известные месторождения золота, урана, апатита, слюды, железа, угля, создавшие основу минерально-сырьевой базы Южной Якутии.

Принимая во внимание важность золотоносных объектов как составляющую ресурсной базы Южной Якутии и необходимость реконструкции их генезиса, основная цель работы заключалась в оценке условий образования месторождения золота Бодороно.

Задачи исследования:

- Охарактеризовать структурно-текстурные особенности руд месторождения;
- Выделить и охарактеризовать минеральные ассоциации;
- Оценить физико-химические условия образования минеральных ассоциаций: Р, Т, Eh, рН;
- Охарактеризовать состав рудообразующего флюида;
- Оценить источник золота и флюида на основе анализа изотопного состава свинца и серы сульфидов;

Фактический материал. Работа выполнена на материале, предоставленном Институтом геологии алмаза и благородных металлов СОРАН, собранном в ходе полевых работ с 2005-2008 гг. Также были использованы данные из геологического фонда «Сахагеоинформ»: результаты геолого-поисковых (Соколов, 2005, 2012) и геолого-съемочных (Глуховский, 1974) работ. В ходе исследований были изучены штучные образцы (6 шт.), шлифы (13 шт.), аншлифы (21 шт.), пластинки (10 шт.).

Методы исследований:

- Изучение основной и фондовой литературы в целях выяснения структурного, тектонического положения месторождения, морфологии и состава рудных тел;
- Проведение систематизации и фотодокументация образцов;
- Изготовление аншлифов, пластинок, выделение и отбор монофракций сульфидных минералов проводилось в ИГАБМ СОРАН, ИГГД РАН, ресурсном центре центре СПбГУ «Геомодель» и на кафедре геохимии;
- Химический состав минералов определен на растровом оптическом электронном микроскопе-микроанализаторе SEM-501 в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» (аналитики Власенко Н.С., Шиловских В.В.);
- Оценка P-T условий проводилась на основе термобарогеохимических исследований на термокамере, установленной на столике микроскопа ПОЛАМ Р-211 и с помощью геотермометра Г.Куллера в термобарогеохимической лаборатории кафедры минералогии, а также на оптическом микроскопе Olympus BX53F в комплекте с термостоликом THMSG-600-ес в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель»;
- Состав газов флюидных включений в кварцах трех рудных зон анализировался на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800, в ресурсном центре «Геомодель» СПбГУ (аналитик Бочаров В.Н.);
- Оценка Eh, pH условий выполнена с помощью программы написанной в Visual Basic Application в термобарогеохимической лаборатории кафедры минералогии;
- Изотопный анализ свинца определен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT261 в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ИГГД РАН (аналитик Саватенков В.М.);
- Изотопный анализ серы выполнен на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT253 в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им.А.П. Карпинского.

Апробация работы. Работа выполнена на кафедре геохимии СПбГУ (г.Санкт-Петербург). Основные результаты работ докладывались на XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д.г.-м.н. Ф.Г.Рейфа (г. Улан-Удэ, 2016), на заседании VI Российской молодежной научно-практической школы «Новое в познании процессов рудообразования» (г.Москва, 2016).

Автор выражает глубокую признательность и благодарность научному руководителю к.г.-м.н. Баданиной Е.В.; за предоставленный каменный и фактический материал и обсуждение геологической ситуации района месторождения к.г.-м.н. Анисимовой Г.С. (ИГАБМ СОРАН) и главному геологу КГПП Соколову Е.П. (АО«Якутскгеология»); за возможность проведения термобарогеохимических исследований и термодинамических расчётов и помощь в интерпретации полученных данных к.г.-м.н. Пономаревой Н.И.; за осуществление аналитических работ: микронзондового анализа и рамановской спектроскопии сотрудникам ресурсного центра СПбГУ «Геомодель» Бочарову В.Н., Власенко Н.С., Шиловских В.В.; за определение изотопного состава свинца и помощь в интерпретации изотопных данных к.г.-м.н. Саватенкову В.М.

Глава 1. Общие сведения о золоторудных месторождениях

1.1. Классификация золоторудных месторождений

На сегодняшний день существуют различные классификации золоторудных месторождений, которые делятся по возрастным, генетическим и вещественным признакам. Важнейшими из них являются:

1) **возрастная классификация**—подразумевает деление гидротермального золотого оруденения по металлогеническим (геодинамическим) эпохам: а) архейская-раннепротерозойская гипо-мезотермальная-основные крупные месторождения данного типа сосредоточены в Западной Австралии, Индии; б) позднепротерозойская-мезозойская мезотермальная-проявлена на юге Восточной Сибири; в) палеозойская-мезо-кайнозойская-месторождения данного типа локализованы на Урале, Тянь-Шане, а также в Западной Сибири (Сафонов, 1997);

2) **генетическая классификация** делится на: а) скарновые; б) плутоногенно-гидротермальные; в) вулканогенно-гидротермальные; г) метаморфогенные; д) россыпные; е) стратиформные; (Смирнов, 1989; Старостин, 1997; Авдонин, Старостин, 2010);

3) **вещественная классификация**—подразделяется на следующие типы: а) золото-кварцевую; б) золото-кварц-сульфидную; в) золото-сульфидную; г) золото-серебряную; (Бородаевская, Рожков, 1976; Фогельман и др., 1995; Сафонов, 1995);

Также вещественный состав можно разделить по составу рудоносного раствора и характеру изменения вмещающих пород: а) аргиллиты; б) березиты; в) листовениты; г) пропициты; (Жариков, Омеляненко, 1978; Жариков и др., 1998).

На основе физико-химических параметров формирования золоторудных месторождений можно выделить разноглубинные формации: а) малоглубинная—глубина залегания руд—до 1,5 км, с убогосульфидными рудами в ассоциации с минералами свинца, цинка и серебра с низкопробным золотом; б) среднеглубинная—руды залегают на глубине от 1,5 до 2,5 км с умеренносульфидными рудами с минералами железа, мышьяка; в) глубинная—от 3-6 км, с малосульфидными рудами железистого и мышьяковистого составов с высокопробным золотом (Петровская и др., 1976).

Месторождение Бодороно по ряду классификационных признаков: вещественному составу, структурно-текстурным особенностям руд, относится к

малосульфидному золото-кварцевому типу с преимущественно прожилково-вкрапленной текстурой руд приуроченной к Становой золотоносной провинции.

1.2. Золоторудные месторождения Алдано-Станового щита

Алдано-Становой щит входит в состав Монголо-Охотского складчатого пояса, который является зоной пересечения Сибирской и Китайской платформ. В период мезозоя Монголо-Охотский складчатый пояс претерпел усиленную тектономагматическую активизацию (ТМА). Пояс, в свою очередь, делится на четыре золотоносные провинции: 1) Алданскую; 2) Становую; 3) Джагдинскую; 4) Буреинскую; с позднемезозойским (J₃-K) золотым оруденением (Моисеенко, Эйриш, 1996).

На территории золотоносных провинций АСЦ известны различные золоторудные месторождения и залежи, относящиеся к различным формационным типам (Кириллов, 2010). Золоторудные месторождения вышеперечисленных провинций АСЦ относятся к разнообразным генетическим типам, от магматогенно-гидротермальных до вулканогенно-плутоногенных (Романовский и др., 2006). На сегодняшний день насчитывается около 29 перспективных золотоносных районов на всей территории АСЦ и заключающих большое количество перспективных проявлений (рис.1).

Алданская золотоносная провинция является основным промышленно значимым районом, которая связана с областью мезозойской ТМА. Золотое оруденение провинции связано с тремя структурными уровнями: 1) с верхней частью фундамента; 2) с низом карбонатного чехла; 3) с подошвой терригенной юры (Лукин, 1973; Лукин и др., 1978; Моисеенко, Эйриш, 1996). Вмещает в себя различные крупные, средние и мелкие месторождения жильного и прожилково-вкрапленного золото-сульфидно-кварцевого характера (Моисеенко, Эйриш, 1996; Максимов, Угрюмова, 1971). Среди наиболее известных золоторудных месторождений в Алданской золотоносной провинции выделяются следующие: 1) *Лебединское*—относится к скарновому типу. Рудные тела представлены в виде крутопадающих жил и горизонтальных залежей в низах доломитовой толщи венда, вблизи или на контакте с кристаллическим фундаментом, по периферии мезозойских магматитов. Руды Лебединского месторождения—гидротермального происхождения, золото-сульфидно-кварцевого типа, связаны с формированием мезозойского гипабиссального магматизма. К настоящему времени руды практически отработаны (Петровская, 1975; Ветлужских, 1997); 2)

Куранахское–оруденение локализуется на контакте верхней толщи нижнего кембрия и подошвы нижнеюрских песчаников. Руды Куранахского месторождения-гидротермального происхождения, золото-кварцевого типа, связаны с преобразованием доюрской коры выветривания, где первичные породы претерпели выщелачивание, дезинтеграцию, интенсивное ожелезнение в период мезозойской активизации. В современном виде руды представлены рудным карстом. Данное месторождение относится к крупным с запасами более 100 т. Иногда сопоставляется с карлинским типом (Ветлужских, 1997; Ветлужских и др., 2002); 3) *Самолазовское*–выделен как скарновый тип. Оруденение локализовано в гидротермально-метасоматических образованиях, приуроченных к скарнам, на контакте сиенитов лебединского комплекса с доломитами усть-юдомской свита венда. По минеральному составу руды представлены окисленными, дезинтегрированными пирит-кварцевыми метасоматитами. Золото в рудах находится, главным образом, в виде мелкого и тонкодисперсного металла (Бойцов и др., 2002; Ветлужских и др., 2002); 4) *Рябиновое*–относится к порфировому типу в щелочных массивах. Оруденение вкрапленное, рудные тела представлены штокверком золотосодержащих сульфидных руд и сульфидизированным штоком эпилейцитовых сиенит-порфиоров. Золото в рудах находится в виде мелких включений (Кочетков, 1993; Ветлужских и др., 2002); 5) *Эльконское*-золото-урановое оруденение, связанное с развитием крупных вертикальных разломов фундамента (Эльконский горст), служащих рудопроводящими и рудовмещающими структурами. Оруденение локализуется в сульфидизированных кварц-калишпатовых метасоматитах по породам фундамента (гумбеитах-эльконитах) (Казанский, 2004; Молчанов и др., 2012; Терехов, 2012); 6) *Томмот–Эльконское (Гора Рудная)*–новое месторождение промышленного характера. Золотое оруденение локализуется в крутопадающих разломных структурах в мезозойских интрузивах. Относится к порфировому прожилково-вкрапленному типу. Рудные тела представлены сульфидизированными березитами по сиенит-порфирам в зонах дробления. Данное месторождение относится к большеобъемным, с запасами более 100 т. золото в рудах мелкое, находится в свободном виде (Казанский, 2004; Максимов, 2012); 7) *Пинигинское (Кур–Притрассовое)*–расположено в центральной части Алданского щита. Новый, весьма интересный, промышленный тип золотого оруденения в сульфидизированных метабазах. Связано с докембрийский этапом рудной минерализации. Рудные тела представлены крутопадающими пластами метабазитов медведевского комплекса, с вкрапленным золото-сульфидным оруденением. Золото в

рудах мелкое, находится в свободном виде (Торопыгин и др., 2001; Кравченко и др., 2008; Шарова, 2008).

Становая золотоносная провинция находится на юго-восточной периферии Сибирской платформы, которая подверглась интенсивной ТМА в мезозойский период. Она включает в себя многочисленные золоторудные месторождения, которые относятся к двум геолого-структурным этажам: 1) кристаллическому фундаменту в ассоциации с малоглубинными интрузиями кислого характера (гранитоидами); 2) низы вулканогенов в связи с субвулканическими интрузиями среднего и умеренно кислого составов (Лукин, 1973; Лукин и др., 1978; Моисеенко, Эйриш, 1996). Наиболее известные месторождения: 1) **Колчеданный Утес**—оруденение представлено многочисленными кварц-пиритовыми жильными телами в гнейсах и кристаллических сланцах раннеархейского возраста. Руды вкрапленные, золото-сульфидного типа. Месторождение известно с начала XX века. Ресурсы значительные, но временно не эксплуатируются (Карсаков, Романов, 1976; Сушкин, 1991); 2) **Березитовое**—относится к золото-полиметаллическому типу. Рудная зона представлена в виде крутопадающих линзовидных тел в гранат-кварц-калишпатовых метасоматитах протерозойского возраста. Руды связаны с раннемеловыми интрузиями кислого состава. Месторождение относится к средним по запасам (Моисеенко, Эйриш, 1996; Степанов и др., 2008); 3) **Золотая Гора**—выделен как золото-кварцевый тип. Оруденение локализовано в толще древних диафторированных биотитовых, двуслюдяных гнейсах амфиболитах. По минеральному составу руды представлены кварц-полевошпатовыми и карбонат-кварцевыми жилами с сульфидизацией. Золото встречается в пирите (Моисеенко, Эйриш, 1996; Степанов, Мельников, 2014); 4) **Бамское**—наиболее известное, недавно открытое месторождение золото-сульфидного типа в докембрийских гранитоидах. Золото мелкое, местами тонкодисперсное, низкопробное. Месторождение оценивается как среднее, с запасами более 50 т (Степанов и др. 2008; Золоторудные..., 2010); 5) **Ледяное**—расположено в Тас-Юряхском районе. Золото, предположительно, связано с щелочным интрузивным массивом. Рудные тела представлены золото-кварцевыми жилами. Золото в рудах среднего размера, находится в свободном виде, а также встречается в пирите (Моисеенко, Эйриш, 1996; Романовский и др., 2006); 6) **Скалистое**—оруденение представлено различными малосульфидными золото-кварцевыми телами в полевошпат-кварцевых метасоматитах и графитистых сланцах архейского и протерозойского возраста. На сегодняшний день нет точных данных по подсчетам прогнозных ресурсов (Моисеенко, Эйриш, 1966); 7) **Кировское**—известное месторождение с промышленной значимостью, обрабатывалось с 1884–1962 гг. Золотое

оруденение локализуется в местах пересечений крупных структур, связанных с раннемеловыми гранитоидами. Рудные тела представлены кварц-золото-сульфидным типом (Гуров, 1969; Моисеенко, Эйриш, 1996).



Рис.1. Схема золотоносности АСЦ (упрощенная и с дополнениями) по (Романовскому и др., 2006). 1–мелкие месторождения и рудопроявления; 2–крупные и средние месторождения; 3–золоторудные районы: 1, 2) Центрально-Алданский; 3) Эльконский; 4) Кет-Капский; 5) Омнинский; 6) Ледянский; 7) Апсакан-Нагорненский; 8) Сергачинский; 9) Соловьевский; 10) Дамбукинский; 11) Верхне-Алгоминский; 12) Верхне-Купуринский; 4–Становая золотоносная провинция.

Глава 2. Геологическая характеристика Верхне-Алгоминского золотосносного района

Минерагенический профиль территории определяется главным образом месторождениями и проявлениями россыпного и коренного золота, молибдена, каменного угля, мусковита (Радьков и др., 2015). Согласно традиционной классификации каждому геоблоку соответствует своя минерагеническая провинция: Алданская и Становая. Общепринятой границей между ними служит зона Станового разлома (Моисеенко, Эйриш, 1996). Рассматриваемая территория входит в состав Становой золотоносной провинции. В современной трактовке геологической карты 1:1000000 масштаба на территории выделяется Верхне-Алгоминский золотоносный район площадью около 1300 км². Он расположен на стыке Тыркандинской тектонической зоны и зоны Станового разлома (Соколов, 2005; 2012; Радьков и др., 2015).

Геолого-поисковая изученность района. По данным (Кукс, 1950) первые сведения о золотоносности района относятся к рубежу XIX-XX столетий, когда «Ниманская», а затем «Верхне-Амурская золотопромышленная компания» вела разведочные шурфовочные работы в долинах реке Алгома, Нуям и их притокам. Были получены содержания золота от 0,8–3,4 г/м³. В 1929 г. Южноякутское управление «Союззолото» проводило разведочные работы в бассейне верхнего течения реке Алгома, где были зафиксированы редкие хорошо окатанные знаки золота до 1,5 мм (Петров, 1929; Удинцов, 1929). В 1936 г. трестом «Якутзолото» в среднем течении реке Нуям была организована промышленная добыча золота из «косовых» россыпей, со средним содержанием 3-5 г/м³ (Кукс, 1950). В 1968-1969 гг. Чакатайским отрядом ЮЯКЭ проводились поисковые работы в среднем течении руч. Чакатай (левый приток реке Алгома). Было установлено содержание золота 1,06 г/м³ (Сергеев, 1970). В 1970-1974 гг. в ходе геологической съемки 1:50000 масштаба в бассейне верхнего течения руч. Алгома (Глуховский, 1974) установлена россыпная золотоносность по ручьям Бодороно, Дывок, реке Алгома. По результатам работ была сделана общая прогнозная оценка россыпной золотоносности Верхне-Алгоминского района, около 15 тонн.

В 2001-2005 гг. (Соколов, 2005) дана количественная оценка ресурсов и подсчитаны запасы россыпного золота Верхне-Алгоминского и Нуямского золотоносных районов. В 2010-2012 гг. (Соколов, 2012) выявлено и оценено проявление рудного золота Бодороно.

2.1. Стратиграфия

По данным геологосъемочных и поисковых работ (Глуховский, 1974; Абрамович, Синцера, 1985; Лядин, Зубарев, 1985; Легенда Джугдуржской..., 1998; Легенда Становой..., 1998; Легенда Алданской..., 2000; Соколов, 2005; 2012) в строении Верхне-Алгоминского района участвуют следующие ярусы: дорифейский, рифейский (верхнепротерозойский), вендско-кембрийский, среднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский.

Архейские образования представлены толщей разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев, смятых и мигматизированных различными дорифейскими гранитоидами. Восточно–Алданский район представлен фрагментами гидатской (AR¹_{1gd}), купуринской (AR¹_{2kp}) сериями и кюриканской (AR¹_{2kr}) и сутамской (AR¹_{2st1-2}) свитами.

Гидатская серия, подразделяется на нижнюю (AR^1_{1gd1}) и верхнюю (AR^1_{1gd2}) толщи, где в составе последней выделены три пачки-нижняя ($AR^1_{1gd^1_2}$), средняя ($AR^1_{1gd^2_2}$) и верхняя ($AR^1_{1gd^3_2}$). Они слагают крупный аллохтонный блок в верховье р. Алгома и ее левых притоков. Породы представлены преимущественно биотитовыми и биотит-пироксеновыми гнейсами с горизонтами кальцифиров, мраморов, магнетитовых кварцитов, по подошве которых проводится граница между пачками. В верхней пачке отмечается преобладание гранат-кварц-полевошпатовых и гранат-полевошпатовых пород-гранулитов, реже кварцитов, кварцито-гнейсов с линзами плагиогнейсов гранат-биотитовых, магнетитовых и кварцитов. *Кюриканская* (AR^1_{2kr}) и *сутамская* (AR^1_{2st1-2}) свиты, распространены в северной части района. Представлены плагиогнейсами гранат-биотитовыми и гиперстен-роговообманковыми с прослоями плагиосланцев кварц-двупироксеновых, двупироксен-роговообманковых, мраморов и кальцифиров с линзами плагиогнейсов. Мощность свит около 2000 м. *Купуринская серия* (AR^1_{2kp}) слагает верховье правобережья р. Алгома. Серия сложена роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, эпидот-содержащими плагиосланцами; плагиогнейсами биотит-эпидотовыми с прослоями плагиоамфиболитов, гранатовых плагиогнейсов и линзами куммингтонит-магнетитовых кварцитов. Мощность серии составляет 2000 м и более.

Протерозойские отложения слагают северную и южную часть узкого Атугей-Нуямского грабена. Низы разреза представлены отложениями поярковской ((мелкайской) PR^2_{1ml}) серии, бутойдагской (PR^2_{1bd}) и нуямской (PR^2_{1nt}) свитами, относимые к раннему протерозою, а верхи - налуракской (R_{1nl}), курайкандинской (R_{1kr}), кугасской (R_{1kg}) и атугейской (R_{2-3at}) свитами.

Мелкайская свита (PR^2_{1ml}) представлена песчаниками кварцитовидными с прослоями гравелитов, конгломератов. Мощность составляет 150-170 м. *Бутойдагская свита* (PR^2_{1bd}) согласно перекрывает отложения мелкайской свиты и сложена переслаивающимися сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, для верхней трети характерен маркирующий горизонт (10-20 м) кварцевых песчаников. Мощность свиты составляет 160-275 м. *Нуямская свита* (PR^2_{1nt}) согласно перекрывает отложения бутойдагской свиты и представлена красноцветными песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты 230 м. *Налуракская свита* (R_{1nl}) сложена песчаниками кварцевыми, кварц-полевошпатовыми с прослоями гравелитов, в основании отмечается горизонт (до 80 м) переслаивания красноцветных песчаников, алевролитов и гравелитов. Мощность свиты около 260-300 м. *Курайкандинская свита* (R_{1kr}) согласно перекрывает отложения налуракской свиты и сложена красноцветными песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и

красноцветных гравелитов, с линзами гематитовых песчаников и алевролитов. *Кугасская свита* (R_{1kg}) согласно перекрывает отложения курайкандинской свиты и сложена алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. Мощность свиты составляет 100-135 м. *Атугейская свита* ($R_{2,3at}$) согласно перекрывают кугасскую свиту и представлены кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты 250-300 м.

Мезозойские отложения выполняют отложения впадин и узких грабен. Представлена юрской и меловой системой и слагают центральную часть Атугей-Нуямского и Право-Алгоминского грабена, и сложены юхтинской (J_{1juh}) свитой нижнего отдела и дурайской (J_{2dr}) свитой среднего отдела, нагорнинской (K_{1ng}) свитой, ранее отнесенные к ундытканской (K_{1un}) свите.

Юхтинская свита (J_{1juh}) сложена песчаниками, изредка гравелитами, конгломератами. Мощность варьирует от 250-400 м. *Дурайская свита* (J_{2dr}) согласно перекрывает отложения юхтинской свиты и представлена песчаниками, углистыми алевролитами, аргиллитами с линзами угля. Мощность составляет 430-720 м. *Ундытканская свита* (K_{1un}) выделяются крайне тяжело, из-за задернованности территории и представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Мощность 750-1200 м.

2.2. Интрузивные образования

Интрузивные образования в пределах территории исследований относятся к разновозрастным интрузивным комплексам, сформированным в разных геодинамических обстановках. По возрасту выделяют ранне- и позднеархейский, раннепротерозойские, позднеюрские, раннемеловые.

Раннеархейские комплексы (AR^2_1) представлены Кергелийским, Древнеалданским, Токско-Алгоминским и Древнестановым. Кергелийский комплекс сложен габбро, габбро-амфиболитами, реже перидотитами, пироксенитами, горнблендитами и амфиболитизированными пироксенитами. Древнеалданский- гранит-чарнокитовыми, эндербитовыми (чарнокито-гранитами, чарнокитами, эндербитами и гранитами). Породы существенно березитизированы. Токско-Алгоминский комплекс представлен гранитами, тоналитами и гранодиоритами. Древнестановой-плагиогранитами, гранитами, тоналитами и гранодиоритами.

Позднеархейский комплекс (AR_2) представлен основными и ультраосновными телами Тыркандинской зоны разломов, которые сложены габбро, габбро-норитами,

апогаббровыми кристаллическими сланцами, а также одиночными дайками пироксенитов и перидотитов. Породы существенно березитизированы. Финальная стадия архейского интрузивного этапа представлена гранитами аляскистовыми, биотит-роговообманковыми, гранатсодержащими, гнейсовидными.

Образования всех вышеперечисленных комплексов ориентированы в юго-запад–северо-восточном направлении и приурочены к северному и южному флангу Станового краевого шва, образуя пояс реликтовых тел, разорванных мощной системой разрывных нарушений юго-восток – северо-западного простирания.

Раннепротерозойский комплекс (PR^1_1) представлен нерасчлененными гранитодами и Маймаканским комплексом. Нерасчлененные гранитоиды сложены гранитами биотитовыми. Маймаканский комплекс состоит из даек габбро-долеритов и долеритов.

Позднеюрский комплекс (J_3) представлен удско-зейским комплексом второй и третьей фазы. Вторая фаза сложена из гранодиоритов, редко гранитов биотит-роговообманковых. Третья фаза состоит из даек гранитов и гранит-порфиров.

Раннемеловой комплекс (K_1) представлен Сэгангринским, Кара-Буранским первой фазы, Олекмо-Становым, а также дайками в верховье р. Агинок. Сэгангринский комплекс сложен монцодиорит-порфирами, монцонитами, кварцевыми монцодиоритами, субщелочными кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами. Кара-Буранский первой фазы – субщелочные габбро-долериты и долеритовые порфириты. Дайки, отобранные в верховьях р. Агинок отвечают по составу субщелочному габбро. Олекмо-Становой комплекс состоит из гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, кварцевых монцодиорит-порфиров, спессартитов.

2.3. Тектоника

Рассматриваемая территория расположена на стыке трех тектонических мегазон АСЦ.

Центрально-Алданская тектоническая мегазона охватывает северную часть территории. Она ограничена с юга Становым краевым швом. Мегазона на рассматриваемой площади представлена фрагментом Тыркандинской тектонической зоны. Сложенной метаморфическими образованиями джелтулинской серии архея. Южно-Алданская тектоническая мегазона расположена в центральной части территории (к западу от Тыркандинской зоны). Она представлена фрагментом

Сугамской тектонической зоны, сложенной образованиями гидатской серии архея. На междуречье р. Агинок и р. Алгома данные образования слагают крупный аллохтонный блок, к северной, взбросо-надвиговой границе которого, приурочены проявления золоторудной минерализации (Бодороно-Агинокский рудный узел). Данная граница, выделяемая в качестве Агинокского взбросо-надвига, отчетливо фиксируется в верховье ручьев Левый и Центральный Агинок в виде зон интенсивно дислоцированных тектонических сланцев, разорванных более поздними нарушениями ЮВ-СЗ простирания.

Становая тектоническая мегазона охватывает южную часть территории (к югу от Станового краевого шва). Представлена она фрагментами Купуринской (образованиями купуринской серии). Вдоль северного фланга этой зоны по системе долгоживущих разломов Станового краевого шва заложен ряд молодых грабенов (в пределах рассматриваемой площади—Верхне-Алгоминский и Право-Алгоминский), сложенных меловыми образованиями терригенной молассоидной формации с признаками слабой угленосности. Более или менее четко просматриваемой приуроченности рудной минерализации к образованиям данной зоны в пределах площади не отмечается, но на северном ее фланге, на участке сочленения с западным флангом Тыркандинской зоны тектонического меланжа расположено месторождение Бадис.

Геодинамические обстановки формирования интрузивных образований архейско-протерозойского возраста относятся к обстановкам щитов древних платформ и микроконтинентов.

Основные нарушения относятся к долгоживущей субширотной системе Станового краевого шва, несколько обособленно группируются нарушения, связанные с формированием грабенов древнего заложения (Атугей-Нуямский и Авгенкурский). Разрывные нарушения этих систем в современном тектоническом облике территории осложнены наиболее молодой мощной системой субпараллельных нарушений СЗ-ЮВ простирания, связанных с подновлением Тыркандинской тектонической зоны. Именно эта система, по наблюдениям предшественников, играет основную роль в перераспределении рудной минерализации, связанной изначально с взбросо-надвиговыми нарушениями Станового краевого шва. В системе нарушений Станового краевого шва на площади работ выделяются как минимум четыре разновозрастных этапа. Первый связан с формированием собственно системы нарушений Станового шва, второй – с формированием протерозойских грабенов (Атугей-Нуямский и Авгенкурский грабены), третий—с взбросо-надвиговыми зонами на его северном фланге

и, четвертый – с формированием молодых грабенов (зоны рассеянного рифтогенеза), сложенных меловыми образованиями (Верхне-Алгоминский и Право-Алгоминский грабены).



Рис. 2. Геологическая карта Верхне-Алгоминского золотоносного района. Масштаб 1:100000.

Условные обозначения



Рис. 3. Условные обозначения к рис. 2.

Глава 3. Геологическое строение участка Бодороно

Бодороно-Агинокский рудный узел расположен в бассейне верхнего течения руч. Агинок, правого притока р. Нуям, в 30 км западнее ж/д магистрали Улак-Эльга и в 300 км к юго-востоку от г. Нерюнгри. Характеризуется низко- и среднегорным рельефом (рис. 4, 5). Геологическое строение и структурная позиция рудного узла, определяются расположением на территории Алгоминского блока Западно-Алданского кратона, на площади развития докембрийских образований, относящихся к реликтам зеленокаменного пояса, фрагменты которого обнажаются во фронтальной части Становой надвиговой зоны, в автохтоне Станового надвига. Геология участка представлена комплексом архейских зеленокаменных образований: толщей переслаивания основных кристаллосланцев, гнейсов (метабазиты), кварц-полевошпатовых мигматитов (серо-голубокварцевые гранито-гнейсы), диопсидовых кальцифиров и гранат-кварц-полевошпатовых пород (гранулитов). Породы смяты в сжатые изоклинальные складки общего северо-западного простирания, прорваны многочисленными раннемеловыми дайками долеритов-диоритовых порфиритов, лампрофиров (Глуховский, 1974; Соколов, 2005; 2012).



Рис. 4. Долина руч. Бодороно в верхнем течении. Вид на северо-восток с абсолютной отметкой 1655,2 м.



Рис. 5. Долина руч. Бодороно в среднем течении. Вид с левого борта.

Месторождение Бодороно находится в верхнем течении руч. Бодороно, Иван-Беренген, Левый Агинок, левых притоков руч. Агинок. По данным (Соколов, 2005; 2012; 2012; Анисимова, Соколов, 2013; 2014) оруденение приурочено к аллохтонной части Агинокского взбросо-надвига, разделяющего выходы архейских метаморфических образований гидатской и джелтулинской серий. Общий структурный план рудного поля определяется системой правосторонних сдвиго-взбросов северо-западного ($310-350^\circ$) простирания, формирующих мощную зону тектонического меланжа, осложненную системой более поздних субширотных ($70-80^\circ$) и северо-восточных ($40-60^\circ$) ступенчатых взбросов.

Метаморфические породы аллохтонного блока представлены зеленокаменными образованиями (зеленокаменной толщей), картируемые как гидатская серия (AR^1_{1gd}), пироксеновыми, амфибол и биотит-пироксеновыми гнейсами, кристаллосланцами (метабазитами), с отдельными горизонтами кальфициров, мраморов, магнетитовых кварцитов. На северо-востоке рудного поля, в бассейне руч. Левый Агинок, с преобладанием гранат-кварц-полевошпатовых, гранат-полевошпатовых гранулитов. Породы смяты в сжатые изоклиналильные складки общего северо-западного простирания и прорваны многочисленными раннемеловыми дайками долеритов-диоритовых порфиритов, лампрофиров, выполняющими трещины субширотного и северо-восточного простирания. По составу, это субщелочные дайки средне-основного состава (габбро, габбро-диориты, диориты), мощностью 0,5-1,5 м, представляющие собой линзовидные непротяженные тела, с четкими резкими контактами и крутым падением.

На всей площади рудного поля метаморфические и магматические породы в разной степени березитизированы и лиственитизированы, макроскопически это выражено в приобретении породами характерного зеленоватого цвета. Наибольшее сгущение кварцевых жил, сосредоточено на участках пересечения тектонитов с плоскостями взбросов, здесь они образуют скопления в виде линейных штокверков, ориентированных, в большей части, на северо-восток (40-60°). Мощность жил 0,1-0,5 м, иногда до 3,5 м, залегание как согласное, так и секущее, падение от крутого до пологого. По морфологии жилы представляют собой чаще всего четковидные образования, будины, линзы с резкими раздувами и пережимами, образующими серии кулис, жильные зоны. На участках с наиболее высокими содержаниями формируют рудные столбы. На данном этапе изученности месторождения, на площади рудного поля выделено 3 рудные зоны с содержаниями золота отвечающим промышленным кондициям (рис. 6). Две из них имеют субмеридиональное север-северо-восточного простирания и обнаружены в верхнем течении руч. Бодороно, где параллельны друг другу. Простирание обеих зон прослежено на 2 км, мощность каждой из зон составляет 200-250 м. Третья зона расположена в верхнем течении руч. Левый Агинок, в 2 км северо-восточнее от предыдущих зон. В виду малоизученности рудного узла, нельзя сказать о полном вскрытии кварцевых жил и о возможности наблюдать их соотношение друг с другом.

Рудная зона 1 расположена в верховье руч. Левое Бодороно, с абсолютной отметкой 1655,2 м. Зона имеет северо-восточное простирание 10-20°, в его пределах обнаружено два рудных тела, представленных зонами кварцевого прожилкования субширотного простирания. Мощность кварцевого прожилкования 10 м, отдельных прожилков – 0,1–1,0 м. Среднее содержание золота 21 г/т.

Рудная зона 2 находится в верхнем течении руч. Бодороно, простирание северо-восточное 10-20°. Также в ее пределах вскрыто два рудных тела, представленных зонами кварцевого прожилкования, имеющие субмеридиональное простирание. Мощность рудных тел колеблется от 0,25–1,2 м. Среднее содержание золота 14 г/т.

Рудная зона 3 отмечена на руч. Левый Агинок, с абсолютной отметкой 1450 м, где выявлено 2 рудных тела с видимым золотом. Характер минерализации, структурный контроль, состав вмещающих пород, аналогичен второй рудной зоне. Рудные тела исполнены линзующимися пологозалегающими кварцевыми жилами, расположенными на крыльях и замках складок тектоносланцев. Мощность составляет 0,1–0,4 м. Простирание зоны 50-60°, а протяженность 1 км. Среднее содержание золота–6,1 г/т.



Рис. 6. Геологическая карта месторождения Бодороно. Масштаб 1:25000.

Условные обозначения



















 <p>Голоценовые аллювиальные отложения русел, низкой и высокой пойм I надпойменной террасы;</p>	 <p>Кварцевые порфиры, моноклорит - порфиры, гранодиорит - порфиры;</p>
 <p>Верхнеплейстоцен - голоценовые делювиально - солифлюкционные, пролювиальные отложения; Верхнеплейстоцен - голоценовые аллювиальные и флювиогляциальные отложения I и II надпойменной террас. Верхнеплейстоценовые аллювиальные и флювиогляциальные отложения II и III надпойменной террас;</p>	 <p>Диорит - порфириты, спессартиты;</p>
 <p>Финальные магматиты;</p>	 <p>Долериты, долеритовые порфириты;</p>
 <p>Тыркандинский (Бодоронинский) комплекс метадиабазов умеренно щелочных и щелочных. Габбро - нориты, габбро, нориты метасоматические; Двупироксен - плагноклазовые, гиперстен - плагноклазовые, гранат - двупироксен - плагноклазовые кристаллические сланцы (по габбро);</p>	<p style="text-align: center;">Разрывные нарушения:</p>  <p>Геологические границы: а) достоверные; б) предполагаемые;</p>
 <p>Учурский комплекс метапироксенит - диабазовый. Дифференцированные силлы метаморфизованных габброидов, габброамфиболитов, ортоамфиболитов и пироксенитов;</p>	 <p>Разрывы: а) достоверные; б) предполагаемые.</p> <p>Восход - запад и вправо</p> <p>Главные Второстепенные Рудоконтролирующие</p>
<p style="text-align: center;">Структурно - вещественные комплексы:</p>  <p>Гранулиты - гнейсовый цоколь. Желтулинский тип. Желтулинская серия нерасчлененная. Переслаивание гнейсов и плагногнейсов гранат-, гранат - биотитовых, гиперстен - биотитовых, гиперстеновых, гранат - диопсидовых, и биотит - двупироксеновых, пироксеновых и биотит - пироксеновых; линзы и протяженные горизонты мраморов и кальцифиоров;</p>	<p>Спад - вниз и влево</p> <p>Главные Второстепенные Рудоконтролирующие</p>
 <p>Меланократовый фундамент. Курультино - гонамская толща. Двупироксен - амфиболовые, биотит - пироксеновые, биотит - пироксен - амфиболовые, двупироксен - плагноклазовые, диопсидовые, пироксен - гранатовые, флогопит - пироксен гранатовые породы;</p>	 <p>Скрытые под вышележащими отложениями;</p>
 <p>Зона меланжа;</p>	 <p>Кварцевые жилы;</p>
	 <p>Рудные зоны;</p>
	 <p>Контур обработки россыпей (2005 - 2010);</p>
	 <p>Аллювиальная долинная россыпь золота с оцененными прогнозными ресурсами руч. Левый Агинок;</p>

Рис. 7. Условные обозначения к рис. 6.

Глава 4. Минералогия руд месторождения Бодороно

Для изучения минералогии кварцевых жил исследуемого объекта нами были выполнены порядка 720 точек-определений на микроанализаторе HITACHI SEM-50 (Япония) в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель». Для этой работы были отобраны различные образцы кварца–28 образцов, а также вмещающие породы участка-6 штупфов из трёх рудных зон Бодороно–Агинокского узла. Из образцов было изготовлено 28 аншлифов (13 штук в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург; 15-в Институте геологии алмаза и благородных металлов СОРАН, г. Якутск). Образцы для микроаналитических исследований отбирались на основе наблюдения минеральных парагенезисов в аншлифах в отражённом свете на микроскопе Leica DM 2500. При микроскопическом изучении были охарактеризованы структурно–текстурные особенности кварца.

Главным, доминирующим минералом, выполняющим рудные жилы, является кварц. Из других жильных минералов были отмечены карбонаты (анкерит, доломит, кальцит, смитсонит, церуссит). Кварц в рудных жилах образует кристаллические и стекловатые агрегаты, имеющие пластинчатые формы. Он представлен молочно-белой и серовато-белой разновидностью с желтоватым и рыжеватым оттенком.

Результаты анализов минералов по рудным зонам представлены в таблице 4.1. Как видно из табл. 4.1. в кварце первой рудной зоны встречаются следующие минералы: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, теллуrowисмутит, самородное золото, тетрадимит, англезит, гематит, гётит, смитсонит, церуссит, доломит, ильменит, анкерит, кальцит, апатит, мусковит, шеелит, хедлейит, ширмерит.

Минеральный состав кварцевых жил второй рудной зоны немного отличается от первой и представлен пиритом, сфалеритом, халькопиритом, англезитом, глаукоdotом, гётитом, герсдорфитом.

В кварцах третьей рудной зоны встречаются: галенит, пирит, сфалерит, пирротин, халькопирит, теллуrowисмутит, гематит, гётит, марказит, висмутин, галеновисмутит, англезит, глаукоdot, анкерит, апатит.

Большинство минералов на данном месторождении были ранее известны (Анисимова, Соколов, 2013; 2014), поэтому в приведенном ниже описании ссылка на эти работы не повторяется. Автором впервые выделены следующие минералы: доломит, анкерит, апатит, мусковит, шеелит, глаукоdot, висмутин, галеновисмутит, смитсонит, хедлейит.

Рудные минералы

Пирит FeS_2 широко распространен в кварцевых жилах и прожилках месторождения Бодороно, где образует идиоморфные и гипидиоморфные кубические кристаллы. Кроме того, редко встречаются ксеноморфные агрегаты (рис. 8а), в которых размер зерен колеблется от 10 мкм до 2,5 мм. В них он сростается с халькопиритом, пирротинном (рис. 8б). Пирит часто корродирован, катаклазирован, по нему развиваются гидроокислы железа (гётит). По данным химического анализа, соотношение S и Fe в составе пиритов колеблется от 1.24 до 0.89, что отвечает его стехиометричной формулой (табл. 4.3). В основном он не содержит примесей других элементов.

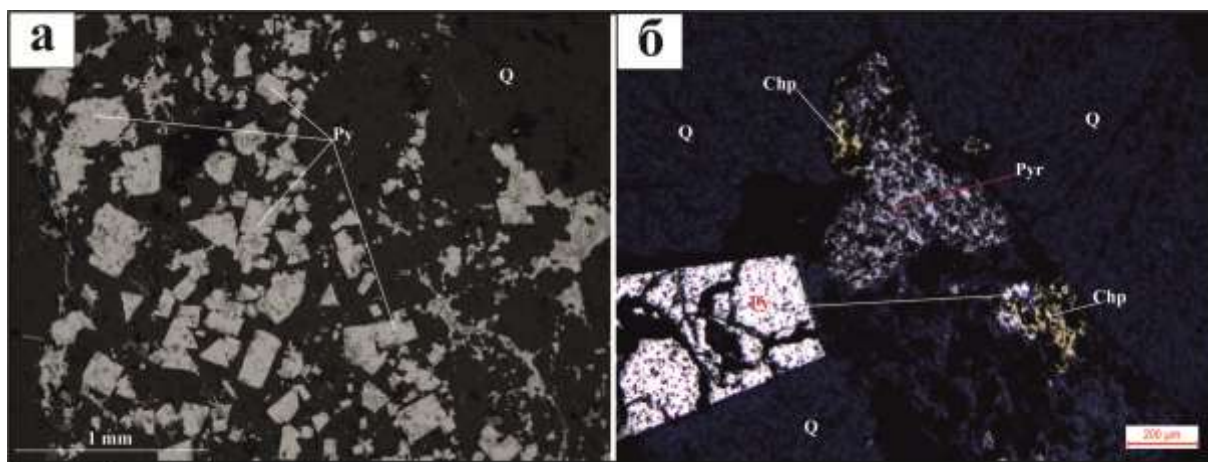


Рис. 8. *а* - кубические зерна пирита (Py) в кварце (Q), отраженные электроны; *б* - в сростании с пирротинном (Pyr), халькопиритом (Срр), отраженный свет.

Сфалерит ZnS в рудах представлен ксеноморфными, вкрапленниками и овальными выделениями в жильном кварце, окрашенными в серые цвета в отраженном свете, размером до 3 мм. Он почти всегда встречается в сростании с галенитом и самородным золотом (рис. 9). Химический состав сфалерита довольно постоянен. Отношение S, Zn и Fe по стехиометричной формуле составляет 1, 0.87 и 0.14 соответственно (табл. 4.3).

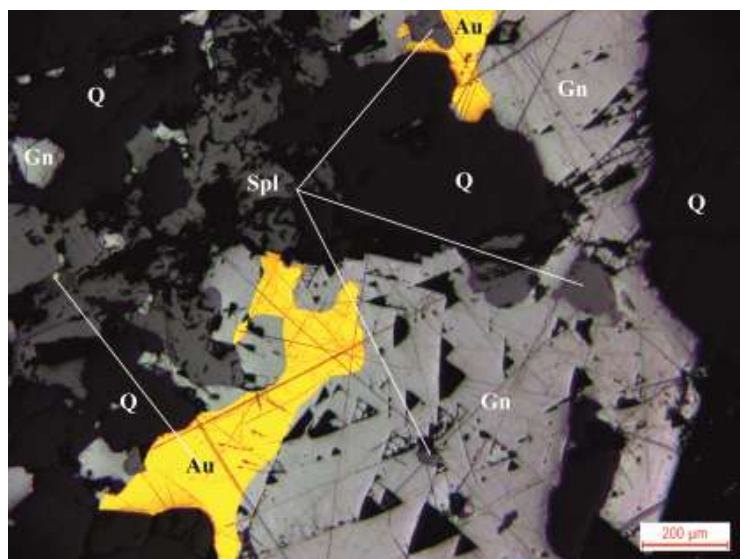


Рис. 9. Сфалерит (Spl) в сростании с галенитом (Gn) и самородным золотом (Au) в кварцевой жиле (Q), отраженный свет.

Халькопирит $CuFeS_2$ образует крупные ксеноморфные, иногда гипидиоморфные скопления, желтого цвета, размером до 0,5 мм (рис. 10а, б). Он наблюдается в кварце и образует сростки с марказитом, глаукодотом (рис. 10а.), а также с пиритом и пирротином (рис. 10б.). Халькопирит часто бывает катаклазирован. По нему развиваются гидроокислы железа. Состав его отвечает соотношению S, Cu и Fe, по стехиометричной формуле-2, 0.97 и 1.02 (табл. 4.3), и не содержит микроэлементных примесей.

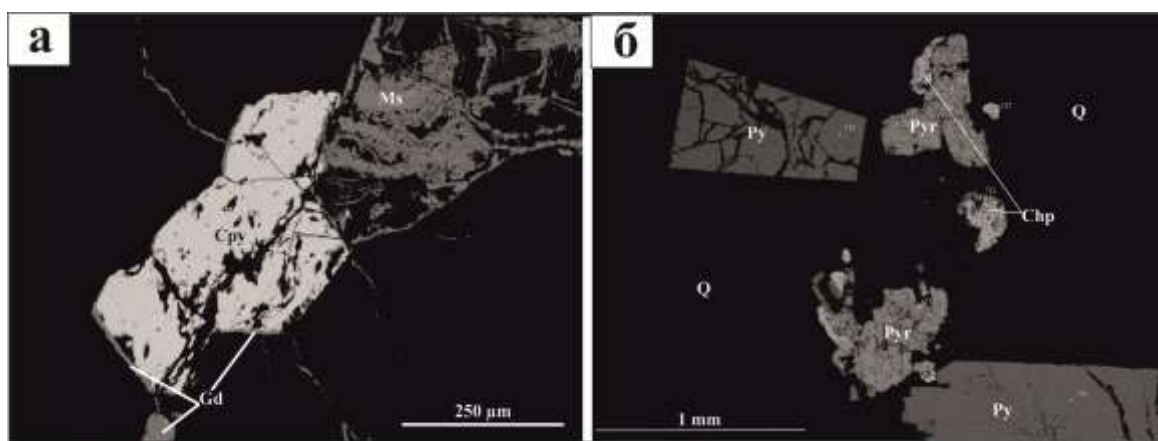


Рис. 10. а - халькопирит (Cpy) в кварце (Q) в сростании с марказитом (Ms) и глаукодотом (Gd); б - в сростке с пиритом (Py) и пирротином (Pyr), отраженные электроны.

Галенит PbS в жильном кварце образует ксеноморфные выделения, светло-серого цвета в отраженном свете, размером до 4–5 мм (рис. 11а, б). Он встречается в

тесных сростаниях с самородным золотом, сфалеритом, пиритом (рис. 11б). В нем отмечаются включения сульфосолей свинца-англезита и карбоната свинца-церуссита в виде обрамления (рис. 11а). Галенит не имеет микроэлементных примесей в химическом составе. По стехиометричной формуле отвечает соотношению S и Pb-0.39 и 1.07.

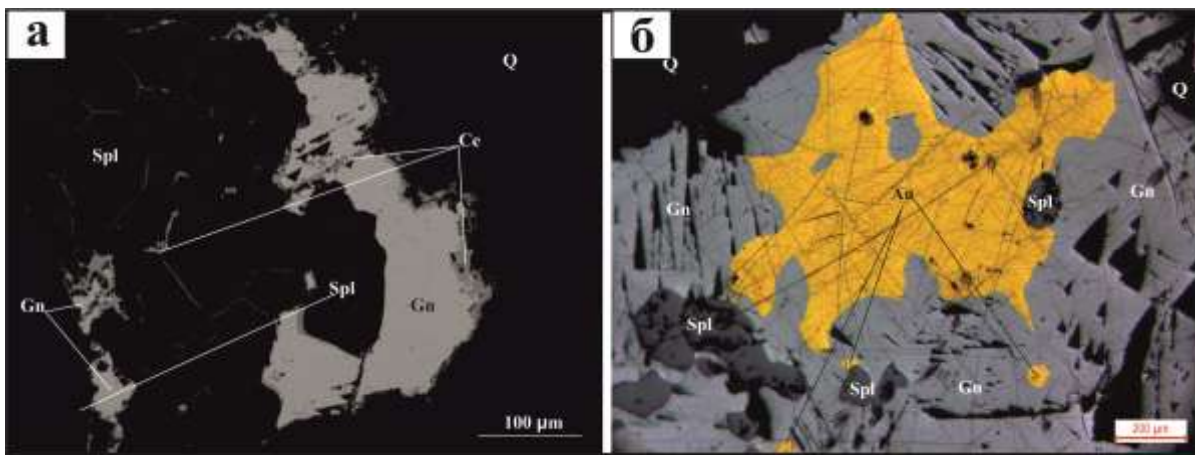


Рис. 11. Галенит (Gn) с включениями сфалерита (Spl), самородного золота (Au) и церусситом (Ce), а – отраженные электроны; б – отраженный свет.

Пирротин FeS обнаружен в виде вкрапленных ксеноморфных скоплений, размером от 50 мкм до 1 мм (рис. 12). Он часто встречается в сростании с пиритом, реже с халькопиритом и марказитом. Также ассоциирует с герсдорфитом. По стехиометричной формуле соотношение S и Fe-1.24 и 0.87.

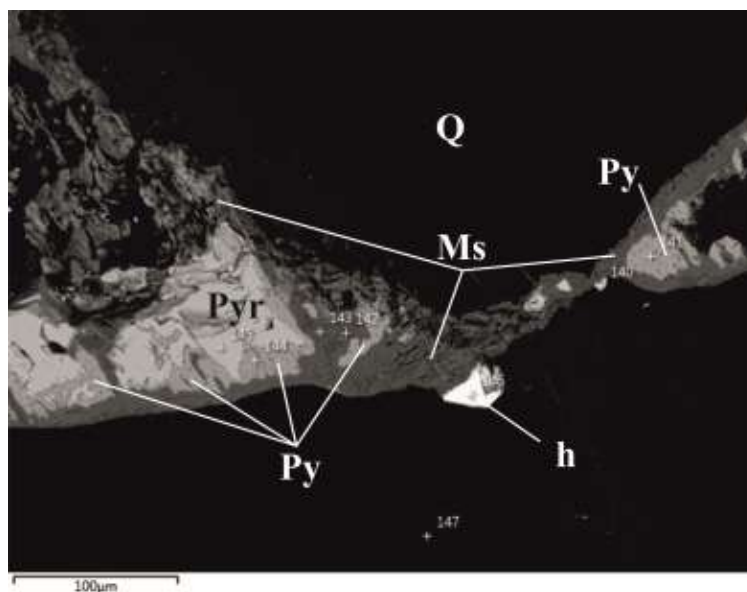


Рис. 12. Пирротин (Pyr) в сростании с пиритом (Py), марказитом (Ms) и герсдорфитом (h), отраженные электроны.

Теллуrowисмутит Bi_2Te_3 образует гнезда идиоморфных и гипидиоморфных гексагональных кристаллов в кварце, размером от 0,5-2 мм (рис. 13а). Он часто окаймлен теллуридом висмута-хедлейитом (рис. 13б.).

Тетрадимит Bi_2Te_2S встречается в виде небольших ксеноморфных выделений. Размер кристаллов варьирует от 0,2 до 0,5 мм (рис. 13б.). Он тесно ассоциирует с теллуrowисмутитом, хедлейитом. В нем наблюдаются структуры распада теллуrowисмутита в виде каемочной структуры вокруг тетрадимита.

Хедлейит Bi_7Te_3 встречен впервые на месторождении в виде мелких ксеноморфных скоплений, размером от 30–100 мкм (рис. 13а, б). Он срастается с теллуrowисмутитом и образует так называемые каемочные структуры в его обрамлении.

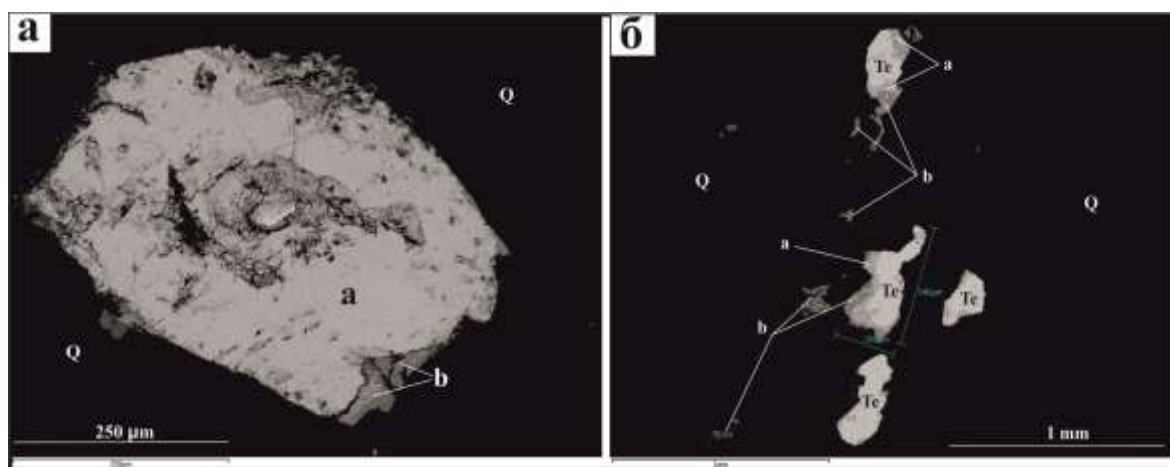


Рис. 13. *а* - теллуrowисмутит (а) с каемкой хедлейита (b); *б* - тетрадимит (Te) в сростании с теллуrowисмутитом (а) и хедлейитом (b), отраженные электроны.

Ширмерит $AgPb_2Bi_3S_7$ образует выделения, размером 100-200 мкм (рис. 14), часто по нему образуются вторичные минералы (оксидам Te, Bi, Fe), иногда ассоциирует с самородным золотом.

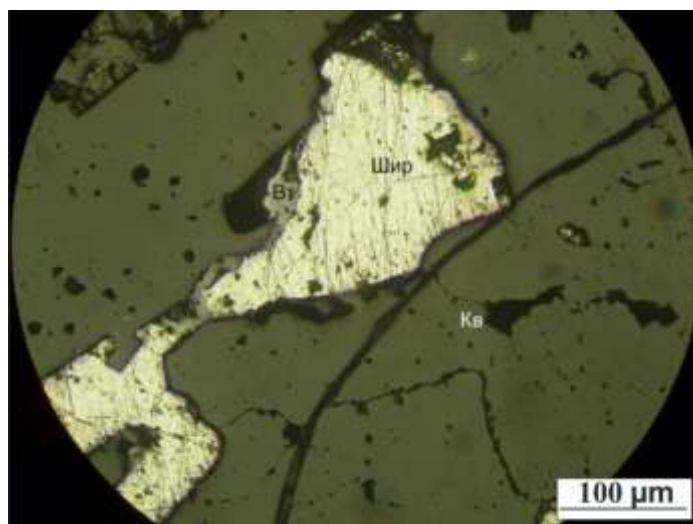


Рис. 14. Выделения ширмерита в кварце и образование по нему псевдоморфозы Vi и Te, отраженный свет.

Висмутин Bi_2S_3 впервые обнаружен на данном месторождении в виде мелких включений в пирите кварцевой жилы, размером 1–2 мкм (рис. 15). Он наблюдается в тесной ассоциации со сфалеритом. Висмутин содержит примесь Sb – 2,05 (вес.%).

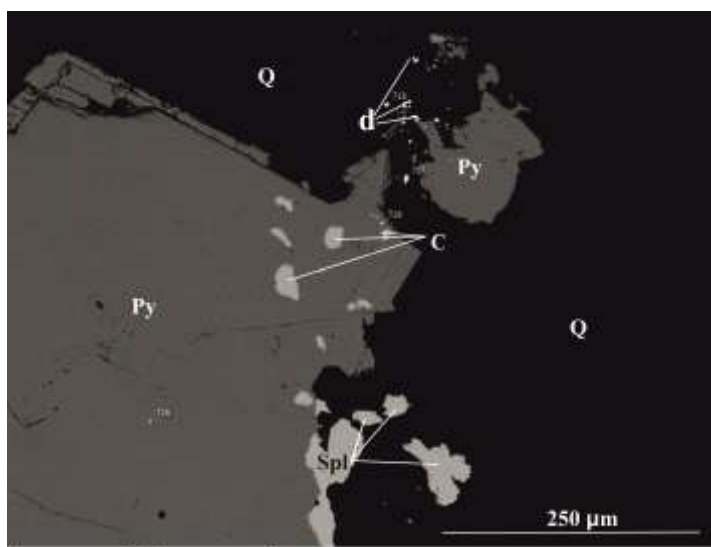


Рис. 15. Включения висмутина (с) в пирите (Py) в ассоциации со сфалеритом (Spl) и галенитом (Gn), отраженные электроны.

Глаукоdot $(Co,Fe)AsS$ встречается в виде вкрапленных ксеноморфных включений в пирите, иногда в сростании с халькопиритом (рис.16). Размер варьируется от 0,003–0,05 мм. В его составе в виде примеси обнаружен Ni-3,07-3,34 (вес.%).

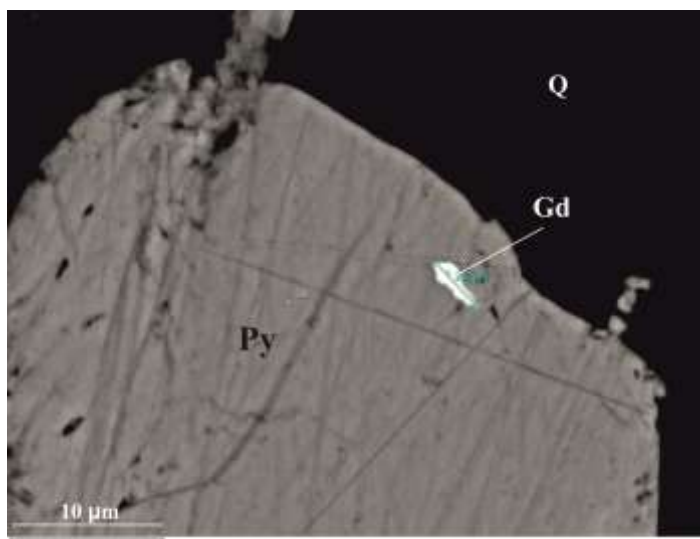


Рис. 16. Включения глаукодота (Gd) в пирите (Py), отраженные электроны.

Галеновисмутит $PbBi_2S_3$ обнаружен в виде мелких включений в гётите размером 1–2 мкм (рис. 17). Он отмечается в ассоциации с пиритом и пирротином. Галеновисмутит содержит примеси Se – 0,99 и Fe – 8,87 (вес.%).

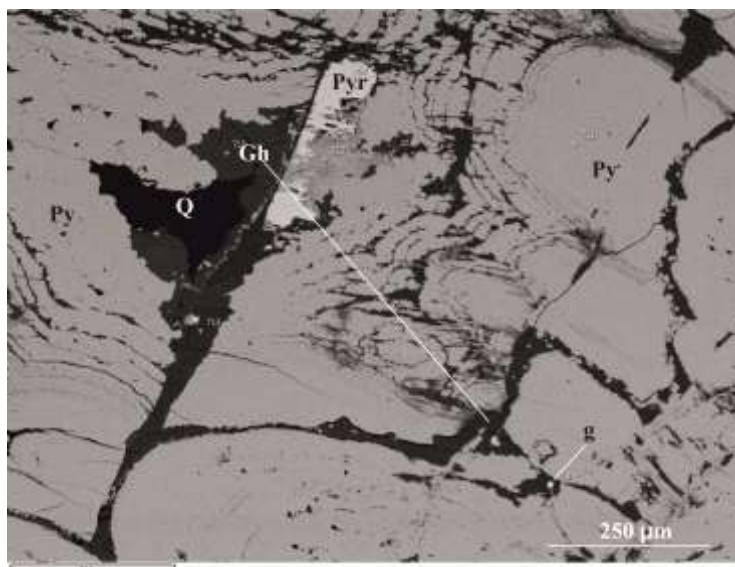


Рис. 17. Включения галеновисмутита (g) в гётите (Gh) в ассоциации с пиритом (Py) и пирротином (Pyr), отраженные электроны.

Марказит FeS_2 наблюдается в виде ксеноморфных, натечных форм (рис. 18). Он чаще всего ассоциирует с пиритом и пирротином, либо образует псевдоморфозы по ним и встречается в ассоциации с герсдорфитом. Размер его колеблется от 10 до 500 мкм.

Герсдорфит $(Ni, Co)AsS$ встречается впервые на данном месторождении в виде гипидиоморфных включений в кварце (рис. 18). Размер его кристаллов составляет 40–50 мкм. Он, как правило, наблюдается в сростании с марказитом.

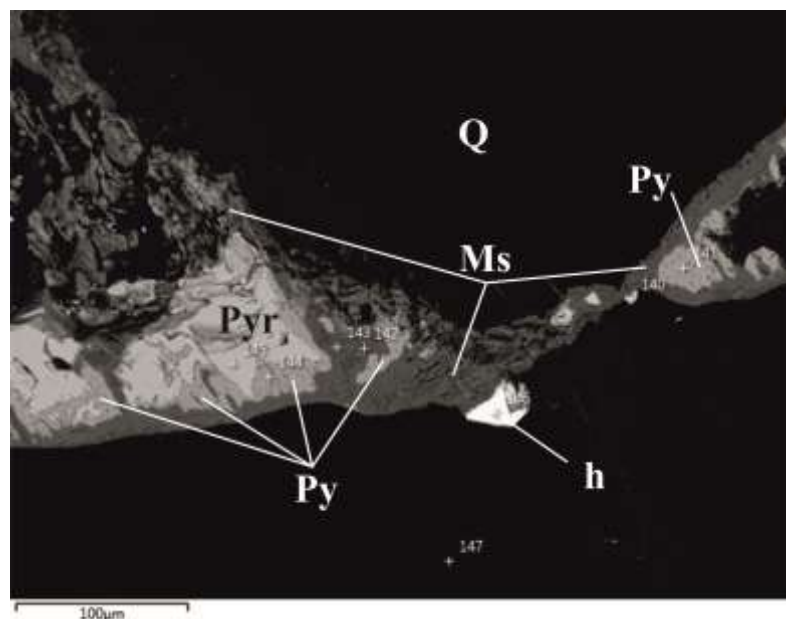


Рис. 18. Марказит (Ms) образует псевдоморфозы по пириту (Py) и сростается с пирротинном (Pyr) и герсдорфитом (h), отраженные электроны.

Золото Au в кварцевых жилах и прожилках месторождения Бодороно встречается в виде комковидной и овальной формы (рис. 19). Оно распределено неравномерно, образует включения в галените и прурочено к галенит–сфалеритовой минерализации. Среднее содержание золота–87,91–85,18 вес.%, серебро не имеет промышленной значимости. В нем в виде примеси выявлено серебро–12,09–14,82 вес%. Размер его зерен колеблется от 10 мкм до 3 мм. По данным рентгеноспектрального микрозондового анализа пробность золота составляет 853–861‰, в среднем 857‰ (Анисимова, Соколов 2014).

В висмутовой ассоциации золото встречается в свободной форме в кварце, образуя округлые выделения. Размер его зерен в среднем 150 мкм. Пробность золота по данным рентгеноспектрального микрозондового анализа варьирует от 870–872‰, в среднем составляет 871‰. В виде примеси присутствует серебро–5,17 вес.%. Золото в висмутовой ассоциации более высокопробное, по сравнению с золотом из сульфидной ассоциации (Анисимова, Соколов 2013; 2014).

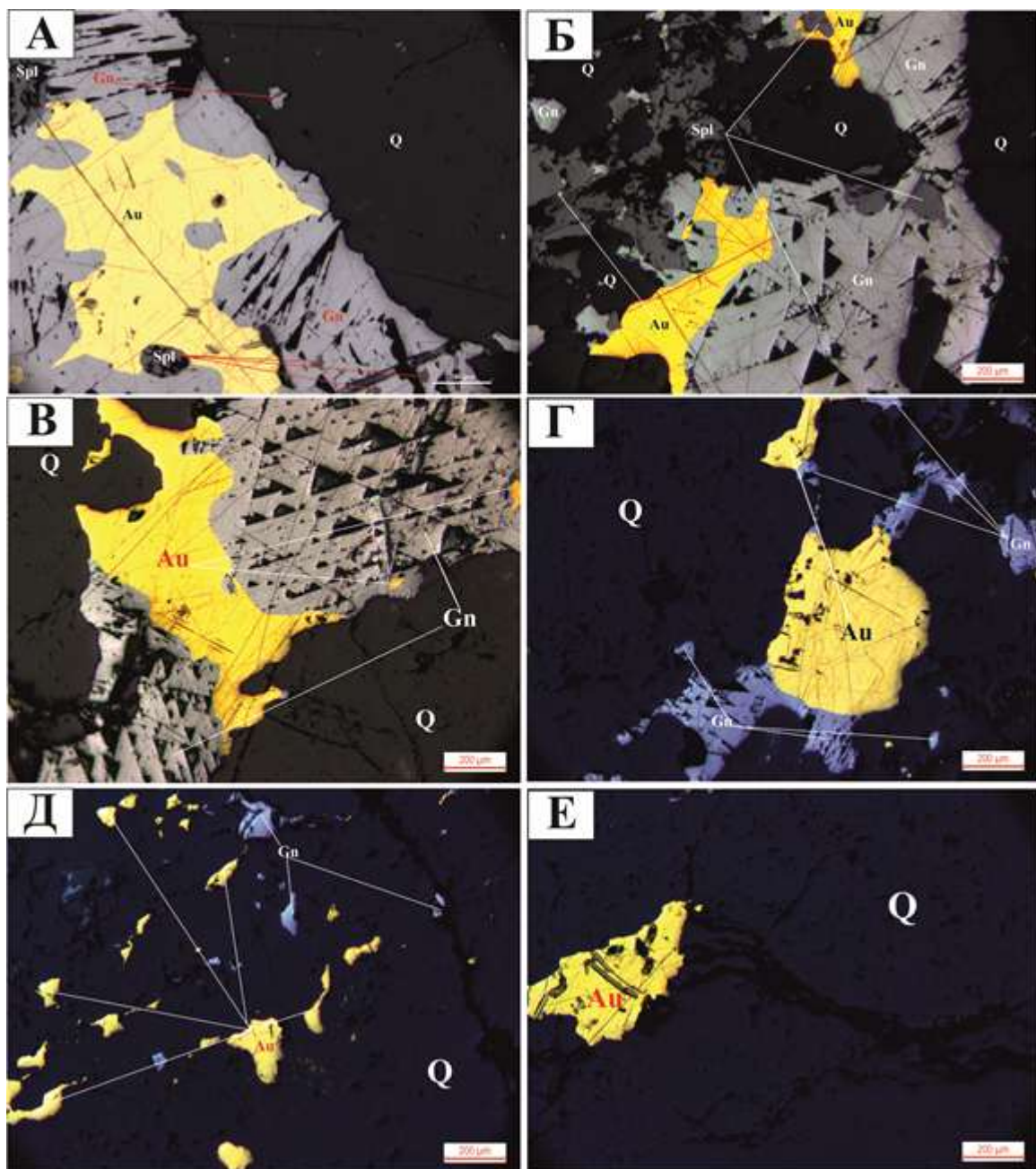


Рис. 19. Морфология выделения золота в кварцевых жилах. *А - Г* - в виде включения в галените (Gn); *А - Б* - в сростке со сфалеритом (Spl); *Д - Е* - свободное зерно золота в кварце; Q - кварц; отраженный свет.

Нерудные минералы

Как было описано выше, главным минералом, выполняющим рудные жилы, является кварц. Кроме него, присутствуют карбонаты: анкерит, доломит, кальцит, смитсонит, церуссит. Кварц в рудных жилах образует кристаллические и стекловатые агрегаты, имеющие пластинчатые формы. Он представлен молочно-белой и серовато-белой разновидностью с желтоватым и рыжеватым оттенком.

Автором впервые были обнаружены такие минералы как, анкерит, смитсонит, мусковит, апатит.

Кварц SiO_2 выделяется в виде сплошных скрытокристаллических агрегатов с волнистым погасанием (рис. 20). Он встречается в ассоциации с карбонатами-кальцитом, анкеритом. Реже кварц в пустотах образует друзы и сахаровидные агрегаты мелких кристаллов.

Карбонаты в кварцевых жилах представлены **кальцитом** $Ca(CO_3)$, **анкеритом** $(CaFe(CO_3))_2$, **доломитом** $CaMg(CO_3)_2$, **церусситом** $Pb(CO_3)$, **смитсонитом** $Zn(CO_3)$ (рис. 20).

Кальцит образует ксеноморфные зерна и гнезда диаметром до 5-7 см (рис. 20Б, Г, Д). Он часто окрашен оксидами железа.

Анкерит встречается в виде сплошных зернистых масс (рис. 20А).

Доломит образует натечные формы вокруг зерен кальцита. По трещинам доломита встречается гётит (рис. 20Г).

Церуссит обнаружен в виде обрамляющей каемочной структуры в галените и заполняет в нем трещины. Размер его зерен составляет от 10 до 30 мкм (рис. 20В).

Смитсонит образует скелетные и реликтовые структуры. Тесно ассоциирует со сфалеритом. Размер его зерен от 1 – 300 мкм (рис. 20Ж).

Англезит $Pb(SO_4)$ встречается в виде ксеноморфной, вкрапленной и реликтовых формы зерен (рис. 20В, З). Он часто наблюдается в парагенетической ассоциации с галенитом, пиритом, гематитом и гётитом. Размер выделений колеблется от 5 мкм до 0,5 мм.

Шеелит $Ca(WO_4)$ впервые был обнаружен на данном месторождении, размер его выделений составляет в среднем 50 мкм. Он чаще всего ассоциирует со сфалеритом (рис. 20Е).

Мусковит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ впервые был обнаружен на данном месторождении в виде пластинок, размером выделений от 10 мкм до 1 мм (рис. 20Д).

Гематит (Fe_2O_3) и **магнетит** $(FeFe_2O_4)$ представлен в виде гипидиоморфных, вкрапленных зерен в кварце (рис. 20З). Они реже встречаются в ассоциации с ильменитом и пиритом (Анисимова, Соколов, 2013).

Ильменит $FeTiO_3$ встречается в виде вкрапленных пластинчатых агрегатов, размером от 1 до 70 мкм (рис. 20Д). Он тесно ассоциирует с гематитом, магнетитом, халькопиритом. Ильменит не содержит примесей.

Фторапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ впервые обнаружен на данном месторождении и наблюдается в виде правильной шестиугольной формы зерен в кварце, в сростании с галенитом (рис. 20А, Б). Размер агрегатов составляет 0,5 мм.

Гётит $\text{Fe}(\text{OH})_3$ образует натечные выделения и развивается по трещинам в пирите и в карбонатах (рис. 20В, Г). Кроме того, он наблюдается в виде колломорфных структур в пирите, нередко замещая его.

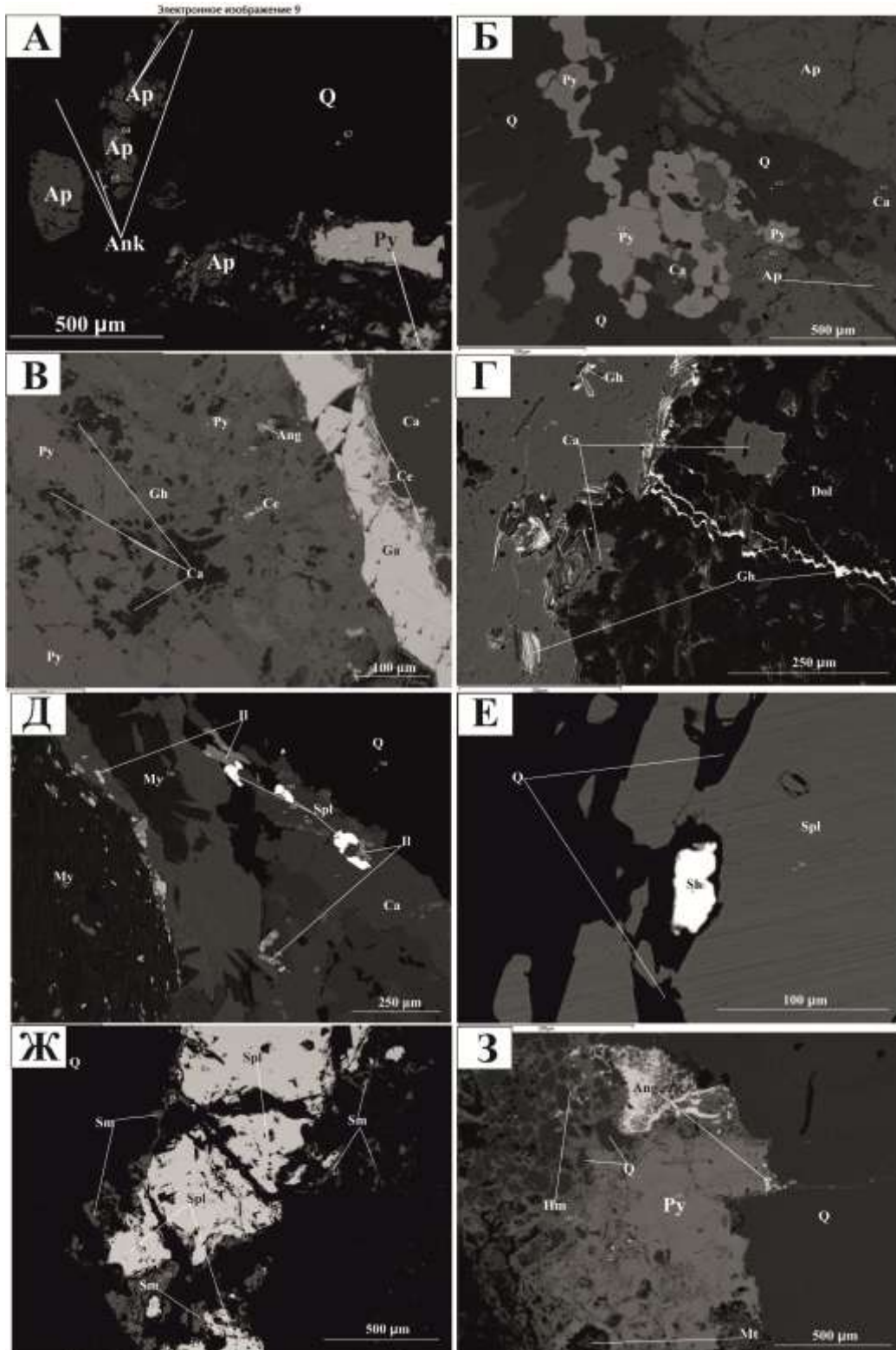


Рис. 20. Морфология выделения карбонатов, англезита, фторапатита, ильменита, гематита и магнетита в кварцевых жилах.

А. Срастание анкерита и фторапатита в ассоциации с пиритом. *Б.* Срастание фторапатита и кальцита в ассоциации с пиритом. *В.* Обрамление галенита церусситом и включения англезита и церуссита в гётите, а также срастание их с кальцитом. *Г.* Срастание кальцита и доломита и заполнение трещин в последнем гётитом; *Д.* Срастание мусковита и кальцита в кварце, а также включения сфалерита и ильменита в кальците. *Е.* Включение шеелита в ассоциации со сфалеритом. *Ж.* Включения смитсонита в кварце в ассоциации со сфалеритом. *З.* Срастание гематита, магнетита и англезита в ассоциации с пиритом; *A-3-SEM-501*, отраженные электроны.

В работах предшественников были выделены этапы минералообразования (Анисимова, Соколов, 2014), но мы не имели возможности детально изучать минералогию месторождения, поэтому на основе изучения бороздовых проб нами выделяются следующие минеральные ассоциации кварцевых жил: 1) пирит-пирротин и гематит-магнетит (рис.21а, б); 2) золото-сульфидная (рис. 22); 3) золото-висмутовая (рис. 23).

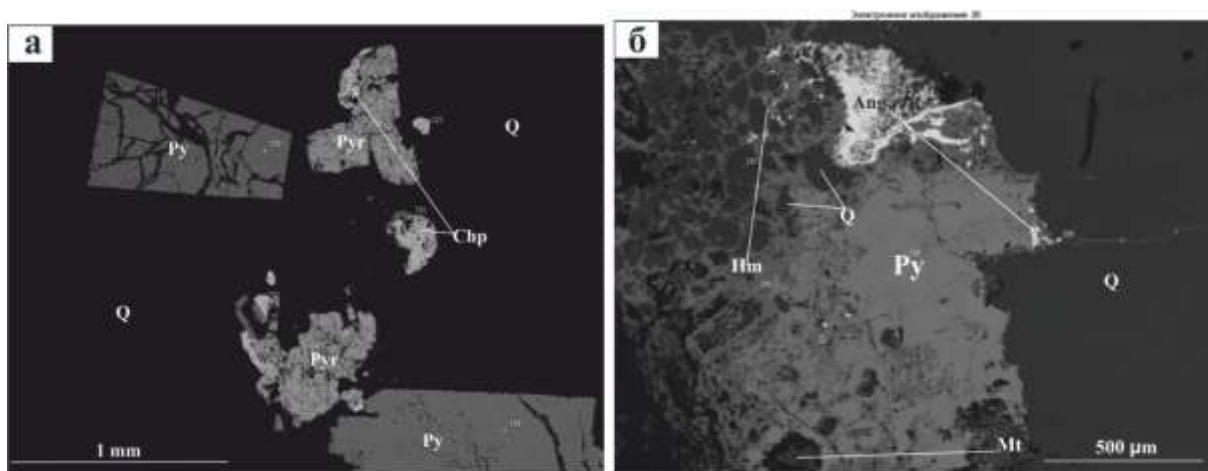


Рис. 21. *а* – пирит-пирротиновая-кварцевая; *б* – гематит-магнетитовая-кварцевая ассоциации, отраженные электроны.

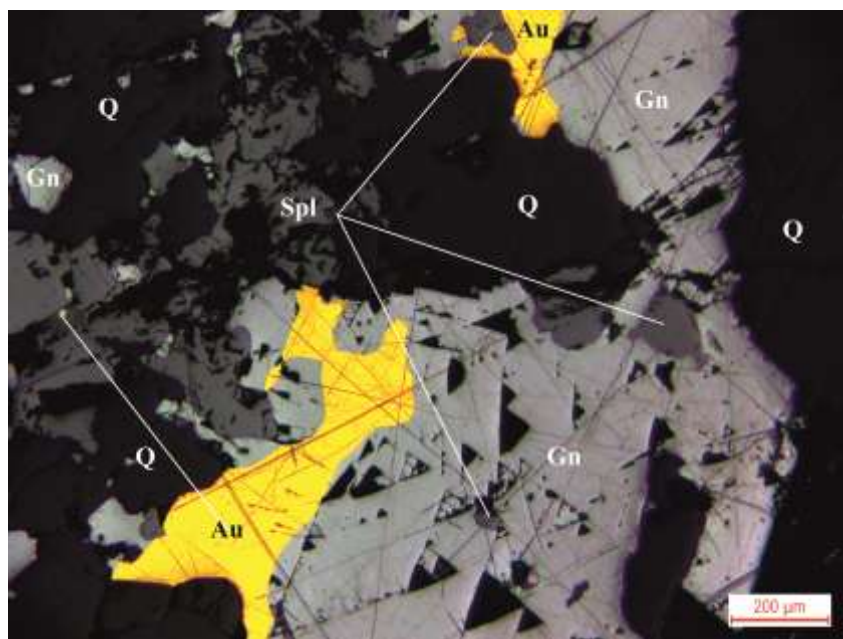


Рис. 22. Золото-сульфидно-кварцевая ассоциация, отраженный свет.

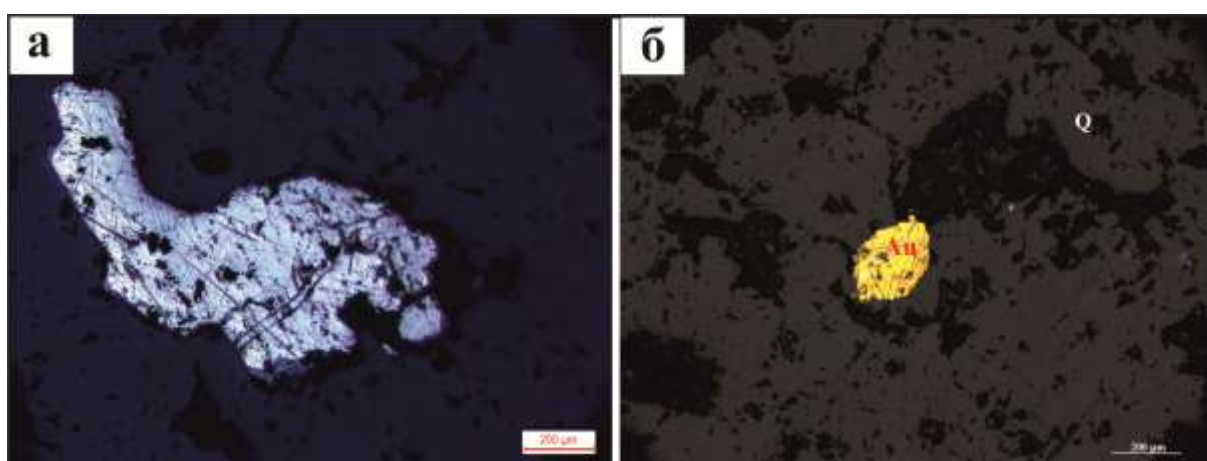


Рис. 23. Золото-висмутовая-кварцевая ассоциация, отраженный свет.

Результаты изучения минерального состава месторождения Бодороно позволяют сделать вывод, о том, что по преобладанию пирита среди рудных минералов оно аналогично месторождениям Золотая Гора, Ледяное, Скалистое и Кировское, которые относятся к золото-кварцевой формации, локализованной в толще раннеархейских биотитовых, двуслюдяных гнейсов, амфиболитов в диафторированных зонах и в архейских гнейсовидных гранитоидах Становой золотоносной провинции (Гуров, 1969; Моисеенко, 1977; Моисеенко, Эйриш, 1996; Степанов, Мельников, 2014). Самородное золото в этих месторождениях встречается исключительно в ассоциации с сульфидами (галенитом, сфалеритом). На этом фоне, месторождение Бодороно отличается присутствием в составе минеральных ассоциаций теллуридов висмута, что может

свидетельствовать о двух этапах проявления (или эволюции состава рудоносного флюида) золоторудной минерализации.

Таблица 1

Рудные минералы месторождений золото - кварцевого типа в Становой золотоносной провинции

Месторождения	Главные и второстепенные минералы	Редкие рудные минералы
Бодороно (Анисимова, Соколов, 2013; 2014)	Пирит , пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит	Марказит, теллуровисмутит, висмутин, галеновисмутит, герсдорфит, глаукоdot, тетрадимит, ширмерит
Золотая Гора (Моисеенко, Эйриш, 1996; Степанов, Мельников, 2014)	Пирит , пирротин	Халькопирит, галенит, молибденит, золото
Ледяное (Моисеенко, Эйриш, 1996)	Пирит , халькопирит	Халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, золото
Скалистое (Моисеенко, Эйриш, 1996)	Пирит , халькопирит, пирротин	Галенит, молибденит, сфалерит, блеклая руда, ковеллин, золото
Кировское (Гуров, 1969; Моисеенко, Эйриш, 1996)	Пирит , пирротин, халькопирит	Арсенопирит, висмутит, сфалерит, тетрадимит, блеклые руды, энаргит, золото

Примечание: жирным шрифтом выделены рудообразующие минералы.

Минеральный состав месторождения Бодороно

Минерал	Теоретическая формула	Рудная зона 1	Рудная зона 2	Рудная зона 3
Анкерит	$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$	+		+
Англезит	$\text{Pb}(\text{SO}_4)$	+	+	+
Висмутин	Bi_2S_3			+
Галенит	PbS	+		+
Галеновисмутит	PbBi_2S_3			+
Гематит	Fe_2O_3	+		+
Герсдорфит	$(\text{Ni}, \text{Co})\text{AsS}$		+	
Гётит	HFeO_2	+	+	+
Глаукоdot	$(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$		+	+
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	+		
Ильменит	FeTiO_3	+		
Кальцит	$\text{Ca}(\text{CO}_3)$	+		
Марказит	FeS_2			+
Мусковит	$\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	+		
Пирит	FeS_2	+	+	+
Пирротин	FeS	+		+
Самородное золото	Au	+		
Смитсонит	$\text{Zn}(\text{CO}_3)$			
Сфалерит	ZnS	+	+	+
Теллуrowисмутит	Bi_2Te_3	+		+
Тетрадимит	$\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$	+		
Халькопирит	CuFeS_2	+	+	+
Хедлейит	Bi_7Te_3	+		
Фторапатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	+		+
Церуссит	$\text{Pb}(\text{CO}_3)$	+		

Таблица 3

Состав сульфидов месторождения Бодороно и их кристаллохимические формулы

N п/п	S	Fe	Zn	Cu	Ni	As	Co	Pb	Bi	Te	Сумма	Формула
Пирит												
1	53,07	46,93									100	$\text{Fe}_{0.51}\text{S}_{1.66}$
2	54,44	45,56									100	$\text{Fe}_{0.48}\text{S}_{1.70}$
Галенит												
3	12,66							87,34			100	$\text{Pb}_{1.07}\text{S}_{0.39}$
4	11,33							88,67			100	$\text{Pb}_{1.21}\text{S}_{0.35}$
Сфалерит												
5	35,65	7,78	56,57								100	$(\text{Zn}_{0.87}\text{Fe}_{0.14})\text{S}_{1.11}$
Халькопирит												
6	35,1	31,14		33,76							100	$\text{Cu}_{0.97}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_{2.00}$
7	35,39	30,82		33,79							100	$\text{Cu}_{0.96}\text{Fe}_{1.00}\text{S}_{2.21}$
Пирротин												
8	39,81	60,19									100	$\text{Fe}_{0.87}\text{S}_{1.24}$
9	39,31	60,69									100	$\text{Fe}_{0.89}\text{S}_{1.23}$
Глаукодот												
10	31,32	16,12			3,34	31,96	17,26				100	$(\text{Co}_{0.30}\text{Fe}_{0.30}\text{Ni}_{0.06})\text{As}_{0.44}\text{S}_{0.98}$
11	30,05	14,31			3,07	32,21	18,42				98,06	$(\text{Co}_{0.33}\text{Fe}_{0.27}\text{Ni}_{0.06})\text{As}_{0.46}\text{S}_{0.94}$
Тетрадимит												
12	4,84								59,32	35,84	100	$\text{Bi}_{1.88}\text{Te}_{1.86}\text{S}_{0.15}$
13	5,13								59,98	34,89	100	$\text{Bi}_{1.79}\text{Te}_{1.71}\text{S}_{0.16}$

Примечание: Анализы выполнены в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель», на SEM-501, (аналитики Н.С.Власенко, В.В.Шиловских). Сумма приведена к 100%. Формулы пересчитаны на $\text{S}_{1.00}$ для галенита, сфалерита, пирротина и глаукодота, $\text{S}_{2.00}$ -пирита, халькопирита.

Глава 5. Оценка физико-химических условий формирования золоторудной минерализации месторождения Бодороно

Основная цель наших исследований заключалась в оценке физико-химических параметров условий формирования золота. Для оценки параметров минералообразования были использованы геотермобарометры (по данным химического состава сульфидов) и термобарогеохимические исследования флюидных включений в кварце. Кроме того, для определения состава газов во включениях применялся метод рамановской спектроскопии. Оценка температуры проводилась в термокамере, установленной на столике микроскопа ПОЛАМ Р-211, с подключенной к ней хромель-алюмелевой термопарой, а в качестве регистрирующего прибора использовался (милливольтметр). Также для сравнения точности полученных данных, исследования проводились на термостолике THMSG-600-ес установленном на столике оптического микроскопа Olympus BX53F в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель».

Для определения состава газов включений в кварцах трех рудных зон месторождения методом рамановской спектроскопии использовался спектрометр Horiba Lab Ram HR800. Объемы для исследований включений в кварцевых жилах двух минеральных ассоциаций составляют 30 замеров методом гомогенизации и 70 спектров методом рамановской спектроскопии.

Для оценки окислительно-восстановительного потенциала и щелочности-кислотности среды минералообразования выполнены расчеты минеральных равновесий для трех минеральных ассоциаций месторождения Бодороно, на основе известных методов химической термодинамики. Работа выполнялась в термобарогеохимической лаборатории на базе кафедры минералогии и в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель».

5.1. Температура формирования основных типов руд

Температура и давление являются важными параметрами, определяющими физико-химические условия формирования минеральных парагенезисов. Существуют различные способы оценки температур минералообразования, основанные на различных принципах фиксирования температуры и давления (Пономарева, 2014). В данной работе использовался геотермобарометр Г.Куллеруда, основанный, на изучении фазовых переходов в системе ZnS - FeS и метод гомогенизации флюидных включений в кварце для оценки T и P.

5.1.1. Геотермобарометр Г. Куллерада

Как известно по (G. Kullerud, 1953), состав смешанных кристаллов может быть использован для определения температуры их образования. Так, сульфид цинка в природе встречается в виде низкотемпературного сфалерита кубической сингонии и высокотемпературного вюрцита гексагональной сингонии. Точка перехода составляет 1020°C. Для смешанных кристаллов, содержащих до 36% FeS, точка инверсии снижается до 890°C. Экспериментальные работы Г. Куллерада по смесимости пирротина и сфалерита позволили ему установить, что содержание железа в сфалерите, находящемся в равновесии с пирротинном, тем больше, чем выше температура его образования. Им была предложена в качестве геотермометра диаграмма, иллюстрирующая зависимость содержания пирротина в сфалерите от температуры (рис. 24) (Пономарева, 2014).

Ограничением при использовании этой диаграммы является повышенное содержание элементов – примесей: Mn, Cd, Cu однако присутствие их в количестве $\leq 2\%$ не влияет на растворимость FeS.

Кроме того, Г. Куллерадом построена диаграмма (рис. 25), с помощью которой можно оценить давление по составу сфалерита и температуре.

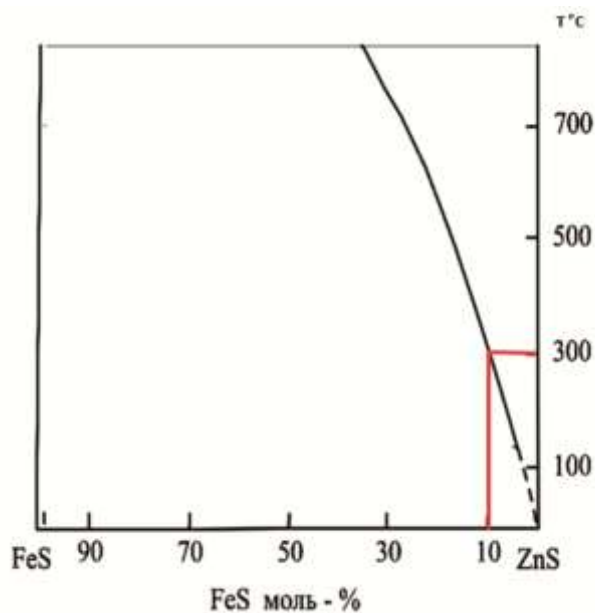


Рис. 24. Часть диаграммы Г.Куллерада, предложенная им в качестве геотермометра (G. Kullerud, 1953).

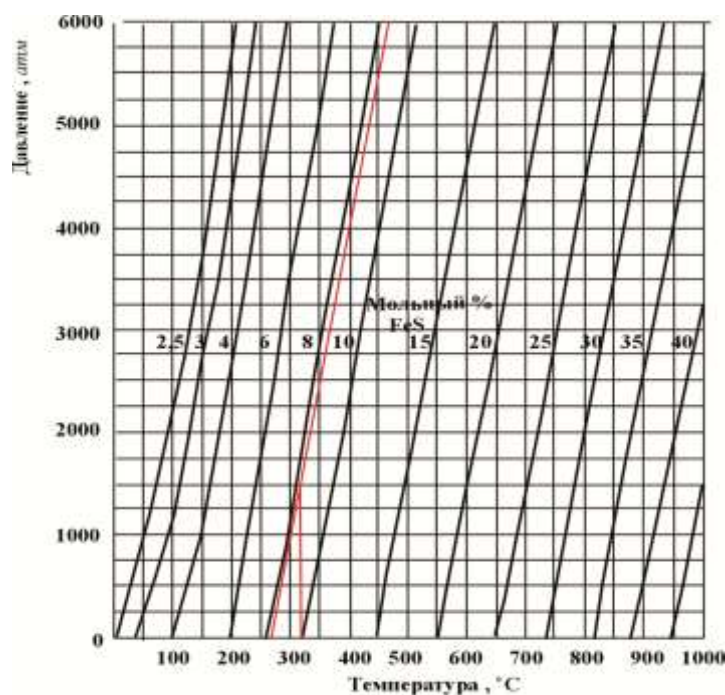


Рис. 25. Диаграмма Г. Куллера: влияние давления и температуры на состав сфалерита. Изолинии соответствуют содержанию FeS в сфалерите.

По данным микронзондового анализа нами была произведена оценка P-T-параметров формирования сульфидной минерализации, характерной для золото-сульфидной ассоциации руд, по геотермометру Г.Куллера. Температура соответствует 300°C, а давление 1,5 кбар, что соответствует

Содержание FeS по данным микронзондового анализа (аналитики Н.С. Власенко, В.В. Шиловских) в изученном сфалерите составляет 39,23 вес.%, а примесь кадмия в сфалерите—менее 1,74 вес.%.

5.1.2. Термобарогеохимические исследования

Изучение включений в минералах началось с работ Г. Сорби, после выхода в свет в 1858 году его фундаментальной книги «Микроскопическая структура кристаллов, указывающая на происхождение минералов и пород» (Ермаков, Долгов, 1979; Мельников и др. 2008; Плечов, 2014; Пономарева, 2014). В дальнейшем и вплоть до наших дней, идеи Г. Сорби о расплавном, водном и сублимационном происхождении минералов и о возможности оценки температуры минералообразования по включениям в них (включения, по его мнению, - «саморегистрирующие термометры») получили широкое развитие. В XX веке Н.П. Ермаков предложил назвать это направление в геологии *термобарогеохимией*, и оно было принято и

утверждено в 1971 г. на II Международном совещании Комиссии по рудообразующим флюидам во включениях в минералах, проходившем в Японии (Мельников и др. 2008; Пономарева, 2014).

Объектами изучения термобарогеохимии являются включения в минералах. Включения – это реликты минералообразующих флюидов, сохранившие информацию о составе, концентрации, агрегатном состоянии, рН растворов, их температуре и давлении. Термобарогеохимический метод исследования минералов основан на детальном изучении флюидных включений под микроскопом в термокамерах при их нагревании (метод гомогенизации). Включения изучаются в двухсторонне – полированных пластинках.

Основным постулатом метода гомогенизации является положение о том, что кристаллизация минералов происходит из первично-гомогенных растворов. Согласно законам физики, после герметизации в минерале включения с исходным первично-гомогенным раствором по мере снижения температуры в нем наступит гетерогенизация раствора с обособлением жидкости и газовой фазы. Явление гетерогенизации возникает в результате существенного различия в коэффициентах объемного расширения раствора включения и минерала, в котором расположено газовой-жидкое включение (Кормушин, 1982; Пизнюр, 1986., Пономарева 2014). Если включение, обычно гетерогенное при комнатной температуре, нагревать, то при определенной температуре будет достигнуто гомогенное состояние раствора. Температура, при которой фиксируется переход из гетерогенного состояния в гомогенное, называется температурой гомогенизации ($T_{\text{гом}}$). Температура гомогенизации является минимальной температурой образования минерала.

При нагревании в термокамере наблюдается изменения фаз, определяется температура гомогенизации включения, а также ее тип и вид (в газовую или жидкую фазы).

Для месторождения Бодороно до настоящего времени не производились термобарогеохимические исследования флюидных включений (ФВ). Нами были изучены ФВ в кварце из двух золоторудных ассоциаций месторождения Бодороно. В прозрачно – полированных пластинках были обнаружены первичные и вторичные включения. Для термометрических исследований выбиралась первичные ФВ, расположенные как по зонам роста минерала – хозяина, так и равномерно распределенные по объему различных зерен кварца. Изучение их проводилось в 10 кварцевых пластинках толщиной 400-500 мкм с двусторонней полировкой. Термометрические исследования в кварце проводились в термобарогеохимической

лаборатории на кафедре минералогии Института наук о Земле, а так же частично в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель».

Для проведения эксперимента по гомогенизации ФВ использовалась термокамера, установленная на столике микроскопа ПОЛАМ Р-211, с подключенной к ней хромель-алюмелевой термопарой, которая позволяла фиксировать температуры фазовых переходов с помощью пирометра (милливольтметра). Также для сравнения точности результатов параллельно исследования проводились на термостолике THMSG-600-ec, установленном на оптическом микроскопе Olympus BX53F.

Кварц из золото – сульфидной и золото-висмутовой ассоциаций представлен прозрачными агрегатами зерен, пригодными для исследования включений. В кварце из пирит – пирротиновой ассоциации ФВ не удалось обнаружить, так как он практически непрозрачен.

Кварц из золото-сульфидной ассоциации представлен прозрачными и малопрозрачными (серыми, молочно-белыми, халцедоноподобными) агрегатами зерен. Из кварца было изготовлено 5 пластинок. При микроскопическом изучении в них удалось обнаружить первичные и вторичные ФВ, размером от 5-250 мкм. Среди первичных ФВ было установлено три типа: однофазные, двухфазные и трехфазные. Трехфазные ФВ являются углекислотно – водными.

Включения в кварце, как правило, имеют каплевидную и овальную формы размером от 5–250 мкм (рис. 27А, Б). В темных, мало прозрачных участках кварцевых агрегатов наблюдаются существенно-газовые однофазные включения округлой и изометричной формы, размер колеблется от 10 до 500 мкм (рис. 27Г). Существенно – газовые включения имеют неправильные амебовидные формы.

Эксперименты по гомогенизации проводились для включений из обоих типов кварцев. Для определения давления по включениям с углекислотой необходимо отыскать два сингенетических включения – газово-жидкое и углекислотно-водное. Температура гомогенизации жидкой углекислоты в газовую фазу в трехфазных включениях варьирует в интервале 29°-30°С. По таблице Е. Амага (Пономарева, 2014) мы определили плотность жидкой CO_2 . Она соответствует 0,574 г/см³. Температура полной гомогенизации газово-жидких включений (ГЖВ) достигалась при 270-300°С, при среднем значении $T_{\text{гом}}=278^\circ\text{C}$. По диаграмме (рис. 26) и температуре полной гомогенизации ГЖВ, равной 278°С, находим давление, оно равно $700 \cdot 10^5$ Па.

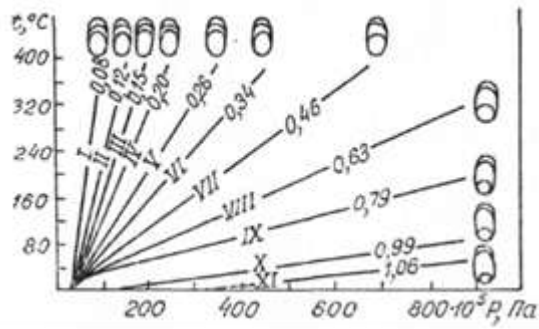


Рис. 26. P–T диаграмма CO₂ с изолиниями удельных объемов (плотностей) и приблизительное наполнение включений при комнатных температурах.

Теперь необходимо к этому давлению добавить поправку на значение парциального давления водяного пара, возникшее за счет жидкой фазы при температуре гомогенизации. Оно равно $60 \cdot 10^5$ Па при 278°C. Таким образом, давление при кристаллизации кварца составляло: $P = 700 + 60 = 760 \cdot 10^5$ Па.

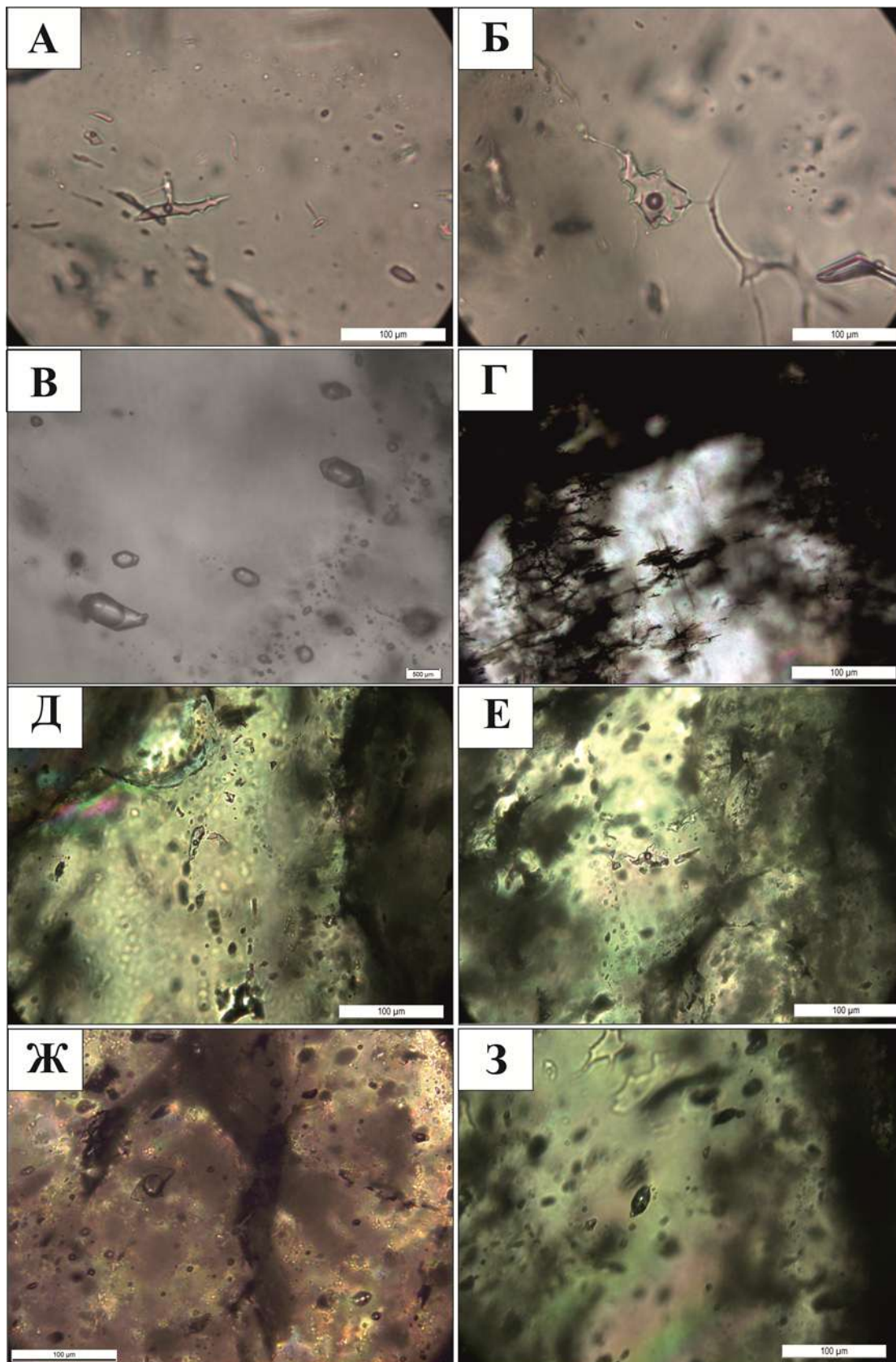


Рис. 27. Первичные ФВ в кварце из золото - сульфидной и золото - висмутовой ассоциаций. А-Г – кварц из золото-сульфидной ассоциации: А-Б - двухфазные; Д-трехфазные; Е - существенно газовые; Д-З – кварц из золото-висмутовой ассоциации: Д – Е - двухфазные; Ж-З - трехфазные.

Кварц из золото-висмутовой ассоциации представлен непрозрачными молочно-белыми, халцедоноподобными и темноокрашенными агрегатами зерен и лишь в отдельных участках он прозрачен. Нами было изготовлено 5 пластинок из этого кварца. Микроскопическое изучение их позволило установить присутствие в них первичных и вторичных ФВ. Для исследований выбирались первичные включения. Размер их колеблется от 2–200 мкм. В более темном кварце, выполняющем основную массу жилы, ФВ подразделяются на двухфазные ГЖВ и трехфазные углекислотно-водные. Размер двухфазных включений колеблется в пределах 2–10 мкм. Они характеризуются вытянутыми и изометричными округлыми формами. Трехфазные включения размером от 1 до 200 мкм, имеют также округлые изометричные и овальные формы (рис. 27Ж, З).

В прозрачном кварце ФВ делятся на однофазные-существенно-газовые, двухфазные-ГЖВ и трехфазные-углекислотно-водные. Они имеют различные формы от округлых до неправильных ассиметричных. Размер колеблется от 5 до 50 мкм (рис. 26Д, Е).

Гомогенизация углекислотно-водных включений проводилась в два этапа. Сначала фиксировалась температура гомогенизации жидкой углекислоты в трехфазных включениях. Она варьировала в диапазоне $T=28^{\circ}\text{--}29^{\circ}\text{C}$. Затем нагревались ГЖВ до температуры полной их гомогенизации. Она составила $150\text{--}200^{\circ}\text{C}$, в среднем $T_{\text{гом}}=157^{\circ}\text{C}$. Плотность жидкой CO_2 равна $0,630\text{ г/см}^3$ по таблице Е. Амага (Пономарева, 2014).

По диаграмме (рис. 26) и температуре полной гомогенизации ГЖВ, равной 157°C , находим давление. Оно соответствует $296 \cdot 10^5$ Па. К этому давлению, как это было сделано ранее для кварца из золото-сульфидной ассоциации, добавили поправку на значение парциального давления водяного пара, возникшее за счет жидкой фазы при температуре гомогенизации. Оно равно $4 \cdot 10^5$ Па при 278°C . Таким образом, давление при кристаллизации кварца составляло: $P=296+4=300 \cdot 10^5$ Па.

Также находим давление, по температуре гомогенизации ГЖВ, оно соответствует (Пономарева, 2014).

Результаты исследования флюидных включений в кварцах из трех рудных жил
месторождения Бодороно

Параметры	Образцы							
	Золото-сульфидная ассоциация				Золото-висмутовая ассоциация			
	1	2	3	4	5	6	7	8
n	3	4	3	5	2	4	3	5
T _{гом.флюида} , °C	300	270	280	300	200	145	155	150
T _{сред.} , °C	278				157			
P, Па	760*10 ⁵				300*10 ⁵			

Примечание: 1-8-количество использованных образцов для эксперимента; n- количество изученных включений в группе; T_{гом.флюида}-температура гомогенизации первичных ГЖВ;

Таким образом, можно сделать вывод, что золото-сульфидно-кварцевая ассоциация месторождения Бодороно формировалась при температуре от 270-300°C и давлении 0,7 кбар, а золото-висмутовая-кварцевая ассоциация при более низких значениях температуры 150-200°C и при давлении 0,3 кбар. Аналогичные температуры гомогенизации золоторудных ассоциаций наблюдаются в месторождениях золото-кварцевого типа (Кировское, Нежданинское, Чармитан) и колеблются в интервалах 300-250°C (Моисеенко, Эйриш, 1996; Бортников и др., 1996; 2007).

5.2. Результат анализа флюидных включений методом рамановской спектроскопии.

Для определения состава газов ФВ кварцев месторождения Бодороно из золото-сульфидной и золото-висмутовой ассоциаций 1-ой рудной зоны, были сняты 70 рамановских спектров различных фаз 50 включений на приборе Horiba LabRam HR800 в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель». Нами были использованы двусторонне-полированные пластинки (10 пластин), изготовленные для определения температур гомогенизации. Кварц из пирит-пирротиновой и магнетит-гематитовой ассоциаций практически непрозрачен, поэтому он не изучался.

Как уже было сказано выше, в кварце золото-сульфидной ассоциации обнаружены первичные и вторичные ФВ (рис. 28). При комнатной температуре наблюдались три типа первичных ФВ.

1) газовой-жидкие ФВ ($H_2O+CO_{2газ}$), газовый пузырек занимает 20% от общего объема (рис. 28а);

2) углекислотно-водные трехфазные ФВ ($H_2O+CO_{2газ}+CO_{2ж}$), при этом $H_2O_{ж}$ занимает 25%, $CO_{2ж}$ – более 70%, а газ $CO_{2газ}$ – до 15% от объема вакуоли (рис. 28б, в). Кроме того, в некоторых ФВ отмечается примесь CH_4 и H_2S в газовых пузырьках, в небольшом количестве (рис. 28г); На рамановском спектре $CO_{2газ}$, ж составляет 1281, 1385 cm^{-1} , $CH_{4газ}$ - 2915 cm^{-1} , $H_2S_{газ}$ - 2611 cm^{-1} .

3) однофазные-существенно-газовые содержат CH_4 (рис. 28д);

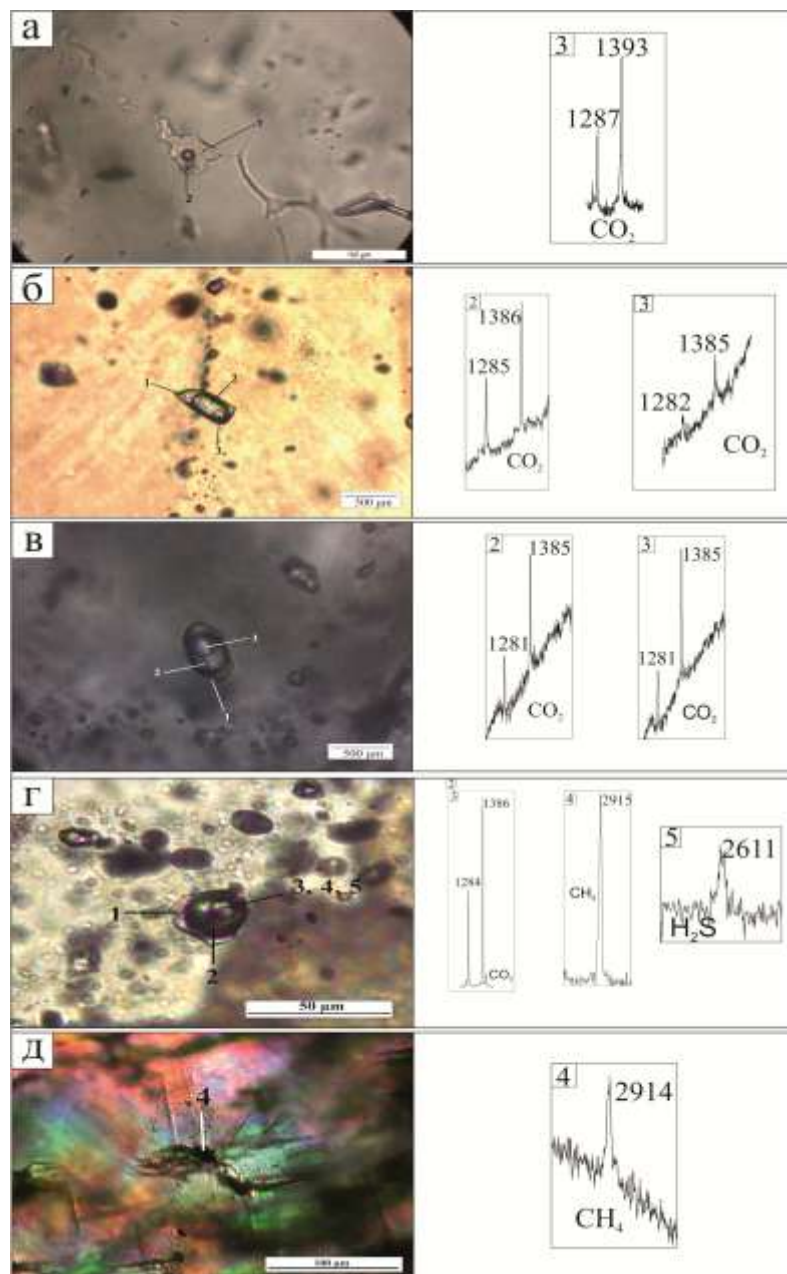


Рис. 28. Результаты исследований углекислотно-водных ФВ в кварце из золото-сульфидной ассоциации методом рамановской спектроскопии. 1- H_2O ; 2- $CO_{2ж}$; 3- $CO_{2ж}$;

4-CH_{4газ}; 5-H₂S_{газ}; (аналитик В.Н. Бочаров). Рамановские спектры идентифицированы по (Frezotti at.all. 2012).

В кварце из золото-висмутовой ассоциации (рис. 29) наблюдаются два типа первичных ФВ:

1) газовой-жидкие ФВ (H₂O+CO_{2г}), газовая составляющая занимает 20-25%, а жидкость 75-80% (рис. 29а);

2) углекислотно-водные (H₂O+CO_{2ж}+CO_{2газ}), при этом на долю жидкой углекислоты приходится до 70% от объема вакуоли, CO_{2газ} - 20%, H₂O – до 10%, в некоторых ФВ в незначительных количествах наблюдается присутствие газов CH₄ и N₂ (рис. 29б, в). На рамановском спектре CO_{2ж, газ} фиксируется по пикам 1280, 1384 см⁻¹, CH_{4газ} - 2911 см⁻¹.

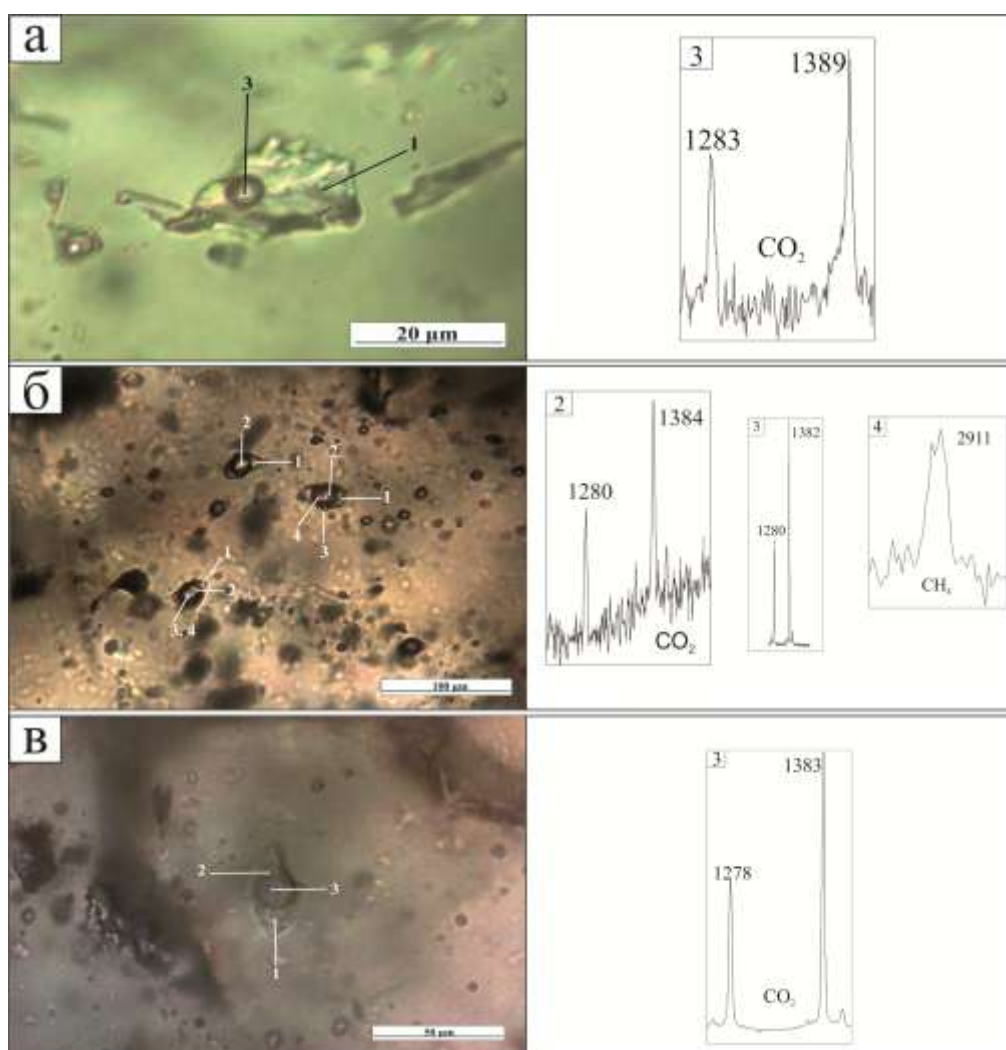


Рис. 29. Результаты исследований углекислотно-водных ФВ в кварце из золото-висмутовой ассоциации. 1-H₂O; 2-CO_{2ж}; 3-CO_{2газ}; 4-CH_{4газ}; (аналитик В.Н. Бочаров). Рамановские спектры идентифицированы по (Frezotti at.all. 2012).

В результате проведенных исследований установлено, что в составе газов флюидных включений золото-сульфидной ассоциации, преимущественная роль принадлежит CO_2 и CH_4 , в отличие от флюида золото-висмутовой ассоциации (рис. 30, табл. 5), где наблюдается преобладание CO_2 и в незначительной степени CH_4 и N_2 . Увеличение содержания CH_4 , говорит о восстановительном характере золотоносных флюидов, что находится в согласии с работами (Сокерина, Грознова, 2012; Заботина, 2016). В аналогичных проявлениях и месторождениях золото-кварцевого типа, а именно на месторождении Нежданинское (Восточная Якутия) и проявлении Синильга (Приполярный Урал) говорится о CO_2 , как об основном компоненте в составе ГЖВ. CH_4 присутствует здесь в качестве примеси наряду с N_2 (Бортников и др. 2007; Сокерина, Грознова, 2012).

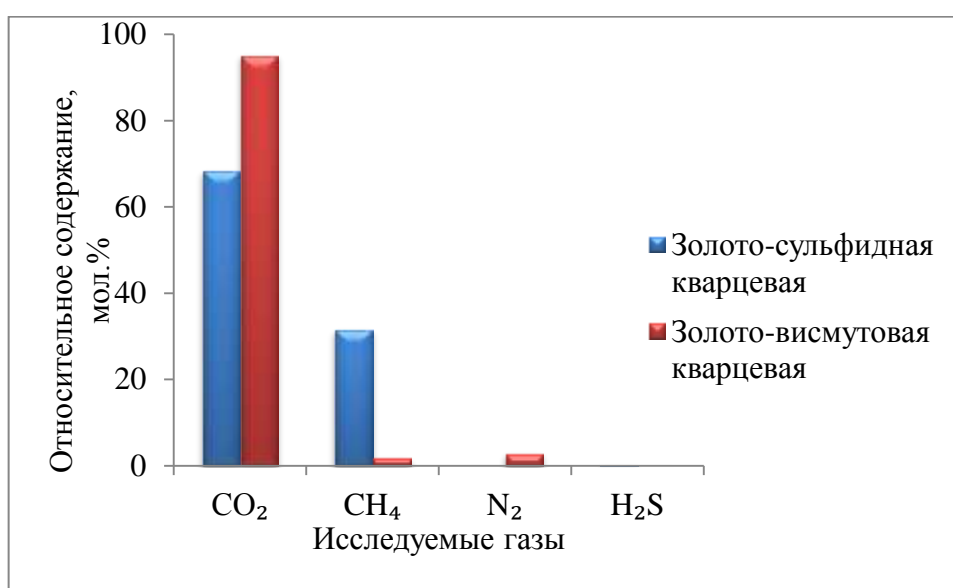


Рис. 30. Относительное содержание газов по данным рамановской спектроскопии для кварцевых жил двух продуктивных ассоциаций месторождения.

Таблица 5

Результаты изучения ФВ методом рамановской спектроскопии

Минеральная ассоциация	Пирит-пирротиновая и гематит-магнетит-кварцевая	Золото-сульфидно-кварцевая	Золото-висмутовая-кварцевая
Количество спектров	-	35	35
Состав газов во ФВ	-	CO_2 -68,4%, CH_4 -31,6%	CO_2 -95,2%, CH_4 -1,9%, N_2 -2,9%

5.3. Анализ минеральных равновесий

Как было приведено выше, для месторождения Бодороно характерно три минеральные ассоциации: 1) пирит-пирротиновая и гематит-магнетитовая; 2) золото-сульфидная-кварцевая; 3) золото-висмутовая кварцевая;

Расчёт равновесных соотношений минералов выполнен на основе известных методов химической термодинамики (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Говоров, 1977; Булах, Кривовичев, 1985). В рассматриваемых реакциях участвуют простые и сложные ионы, при этом учитываются возможные их формы нахождения в водной среде. Принятые при составлении уравнений химических реакций допущения, обоснованы в опубликованных работах (Говоров, 1977; Пономарева, Кривовичев, 2004).

Термодинамические константы минералов и компонентов гидротермальных растворов, использованные при расчетах изобарных потенциалов химических реакций, взяты из справочников, а также рассчитаны по известным методикам (Наумов и др., 1971; Говоров, 1977).

Анализ многочисленных вариантов расчёта (более 100) равновесий минералов для трёх типов руд месторождения Бодороно, выполненных с помощью программы, написанной в Visual Basic Application, для температур 300–150°C и давления 1 кбар при различных активностях ионов суммарной серы, железа, теллура, углекислоты, метана (в интервале 10^{-1} – 10^{-7}) позволили выявить оптимальные активности перечисленных ионов и установить условия существования оксидов и сульфидов железа, цинка, свинца в ассоциации с теллуровисмутитом, ширмеритом, золотом.

Уравнения химических реакций, характерные для трех минеральных ассоциаций, приведены в табл. 6, 7, 8.

Анализ равновесий первой минеральной ассоциации сульфидов (пирит–пирротин) и оксидов железа (гематит–магнетит) и карбоната из группы доломита (анкерит) в полях устойчивости серосодержащих компонентов показывает, что область устойчивости парагенетической ассоциации $\text{FeS}+\text{FeS}_2+\text{FeFe}_2\text{O}_4+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ находится в интервале по $\text{pH}\sim 5,5$, а по $\text{Eh}\sim 0,6$ В (рис. 31). Для первой минеральной ассоциаций характерна низкая активность суммарной серы в среде минералообразования ($a_{\Sigma\text{S}}=10^{-5}$), pH растворов $\sim 5,5$ и $\text{Eh}=-0,6$ В.

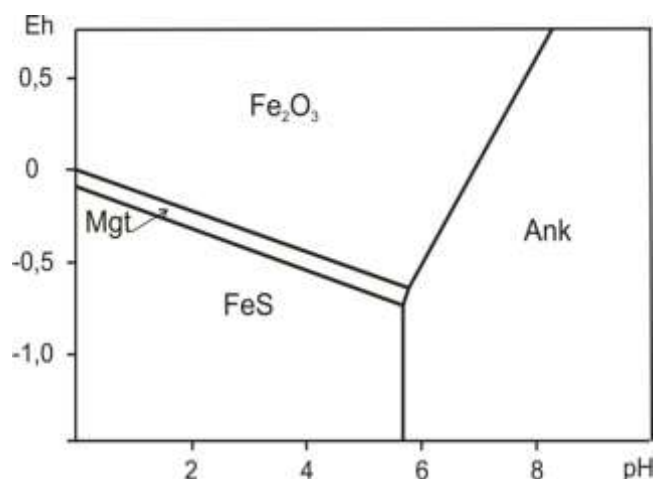


Рис. 31. Анализ минеральных равновесий для пирит-пирротиновой и гематит-магнетитовой кварцевой ассоциации, а также для анкерита $\text{FeS} + \text{FeS}_2 + \text{FeFe}_2\text{O}_4 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ месторождения Бодороно.

Расчет минеральных равновесий для золото-сульфидной кварцевой ассоциации $\text{PbS} + \text{FeS}_2 + \text{CuFeS}_2 + \text{ZnS} + \text{PbSO}_4 + \text{ZnSO}_4$, показал, что область их совместного сосуществования находится в интервале по pH примерно от 4 до 5,5, а по Eh – от 0,2 до – 0,3 В (рис. 32).

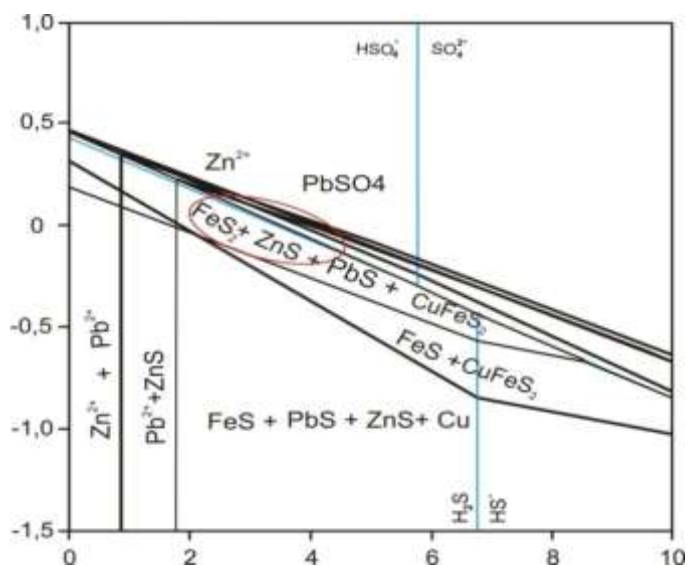


Рис. 32. Анализ минеральных равновесий для золото-сульфидной кварцевой ассоциации $\text{PbS} + \text{FeS}_2 + \text{CuFeS}_2 + \text{ZnS} + \text{PbSO}_4 + \text{ZnSO}_4$ месторождения Бодороно.

Оценка условий образования минералов золото-висмутовой кварцевой ассоциации выполнена для $\text{Bi}_2\text{Te}_3 + \text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S} + \text{PbAg}_4\text{Bi}_4\text{S}_9$ для температуры 150°C . Также учтено присутствие метана и жидкой углекислоты во включениях в кварце: pH находится в интервале от 3,5 до 4, а Eh – от 0 до 0,2 В (рис. 33).

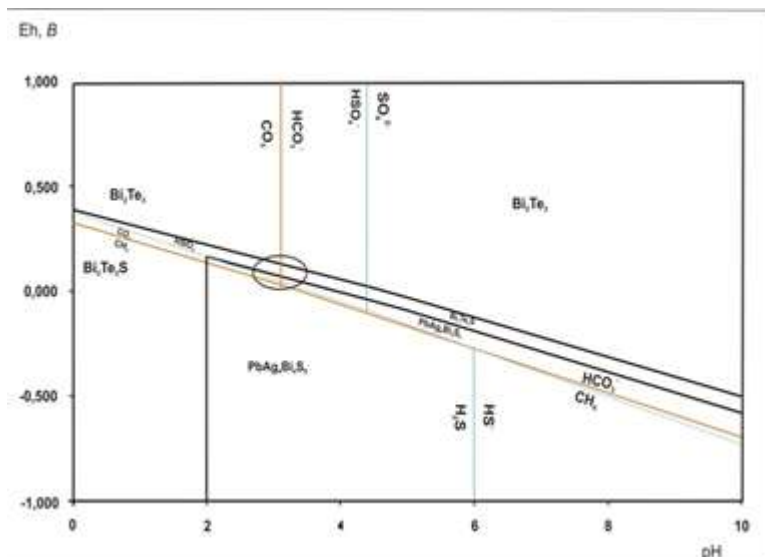


Рис. 33. Анализ минеральных равновесий для золото-висмутовой кварцевой ассоциации $\text{Bi}_2\text{Te}_3+\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}+\text{PbAg}_4\text{Bi}_4\text{S}_9$ месторождения Бодороно.

Таким образом, проведенные исследования показали, что пирит-пирротиновая и гематит-магнетитовая кварцевая ассоциация месторождения Бодороно, формируются в щелочной среде и восстановительной обстановке. При этом характерна низкая активность суммарной серы в среде минералообразования ($a_{\Sigma S}=10^{-5}$), pH растворов ~5,5 и $Eh=-0,6$ В.

Условия образования золото-сульфидной кварцевой ассоциации происходит в интервале температур 300-150°C, что соответствует слабокислой среде при pH 4-5,5 и $Eh=0,2$ до $-0,3$. Активность суммарной серы равна ($a_{\Sigma S}=10^{-3}$).

Оценка условий образования для ассоциации $\text{Bi}_2\text{Te}_3+\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}+\text{PbAg}_4\text{Bi}_4\text{S}_9$ выполнена для температуры 150°C, также учтено присутствие метана и жидкой углекислоты во включениях в кварце: pH находится в интервале от 3,5 до 4, а Eh —от 0 до 0,3 В. Активность суммарной серы отвечает ($a_{\Sigma S}=10^{-5}$), чем схожа с первой ассоциацией.

Таблица 6

Окислительно – восстановительный потенциал реакции при 300°C, в зависимости от pH раствора

Уравнения реакций	Eh, В					
	0	2	5	7	9	13
$\text{H}_2\text{S}+4\text{H}_2\text{O}=\text{SO}_4^{2-}+10\text{H}^++8\text{e}$	0,552	0,237	-0,189	-0,474	-0,758	-1,326
$\text{H}_2\text{S}+4\text{H}_2\text{O}=\text{HSO}_4^-+9\text{H}^++8\text{e}$	0,439	0,183	-0,200	-0,456	-0,712	-1,224
$\text{HS}^-+4\text{H}_2\text{O}=\text{SO}_4^{2-}+9\text{H}^++8\text{e}$	0,425	0,169	-0,215	-0,470	-0,726	-1,328
$\text{FeS}+\text{H}_2\text{S}=\text{FeS}_2+2\text{H}^++2\text{e}$	0,305	0,078	-0,263	-0,490	-0,718	-1,173
$\text{FeS}+\text{HS}^-=\text{FeS}_2+\text{H}^++2\text{e}$	-0,080	-0,193	-0,364	-0,478	-0,591	-0,819
$3\text{FeS}+4\text{H}_2\text{O}=\text{FeFe}_2\text{O}_4+3\text{H}_2\text{S}+2\text{H}^++2\text{e}$	-0,086	-0,314	-0,655	-0,882	-1,110	-1,565
$3\text{FeS}+4\text{H}_2\text{O}=\text{FeFe}_2\text{O}_4+3\text{HS}^-+5\text{H}^++2\text{e}$	1,096	0,501	-0,352	-0,921	-1,489	-2,626
$2\text{FeFe}_2\text{O}_4+\text{H}_2\text{O}=3\text{Fe}_2\text{O}_3+2\text{H}^++2\text{e}$	0,009	-0,218	-0,559	-0,787	-1,014	-1,469
$2\text{FeS}_2+19\text{H}_2\text{O}=\text{Fe}_2\text{O}_3+4\text{HSO}_4^-+34\text{H}^++30\text{e}$	0,424	0,166	-0,220	-0,478	-0,736	-1,251
$\text{Fe}_2\text{O}_3+4\text{HS}^-+2\text{H}^+=2\text{FeS}_2+3\text{H}_2\text{O}+2\text{e}$	-0,875	-0,648	-0,307	-0,080	0,148	0,603
$2\text{FeS}_2+19\text{H}_2\text{O}=\text{Fe}_2\text{O}_3+4\text{SO}_4^{2-}+38\text{H}^++30\text{e}$	0,512	0,224	-0,208	-0,496	-0,785	-1,361
<i>Примечание.</i> Активности растворенных компонентов: $a_{\Sigma\text{S}}=10^{-5}$						

Окислительно – восстановительный потенциал реакций при 300°C, в зависимости от pH раствора

Уравнения реакций	pH	Eh, В					
		0	2	5	7	9	13
$\text{HS}^- + 4\text{H}_2\text{O} = \text{SO}_4^{2-} + 9\text{H}^+ + 8\text{e}$		0,425	0,169	-0,215	-0,470	-0,726	-1,238
$\text{H}_2\text{S} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{SO}_4^{2-} + 10\text{H}^+ + 8\text{e}$		0,521	0,237	-0,189	-0,474	-0,758	-1,326
$\text{H}_2\text{S} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{HSO}_4^- + 9\text{H}^+ + 8\text{e}$		0,439	0,183	-0,200	-0,456	-0,712	-1,224
$9\text{H}_2\text{O} + \text{CuFeS}_2 = \text{Cu}^\circ + \text{FeOH}^+ + 2\text{HSO}_4^- + 15\text{H}^+ + 14\text{e}$		0,459	0,215	-0,15	-0,394	-0,638	-1,125
$\text{H}_2\text{O} + 2\text{Cu}^\circ = \text{Cu}_2\text{O} + 2\text{H}^+ + 2\text{e}$		0,461	0,233	-0,108	-0,335	-0,563	-1,018
$9\text{H}_2\text{O} + \text{CuFeS}_2 = \text{Cu}^\circ + \text{FeOH}^+ + 2\text{SO}_4^{2-} + 17\text{H}^+ + 14\text{e}$		0,553	0,276	-0,138	-0,414	-0,690	-1,242
$\text{Cu}^\circ + \text{FeOH}^+ + 2\text{H}_2\text{S} = \text{H}_2\text{O} + \text{CuFeS}_2 + 3\text{H}^+ + 2\text{e}$		0,302	-0,039	-0,550	-0,891	-1,223	-1,915
$\text{Cu}^\circ + \text{FeOH}^+ + 2\text{HS}^- = \text{H}_2\text{O} + \text{CuFeS}_2 + \text{H}^+ + 2\text{e}$		-0,468	-0,582	-0,752	-0,866	-0,980	-1,207
$\text{ZnS} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{Zn}^{2+} + 7\text{H}^+ + \text{HSO}_4^- + 8\text{e}$		0,415	0,216	-0,083	-0,282	-0,481	-0,879
$\text{ZnS} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{Zn}^{2+} + 8\text{H}^+ + \text{SO}_4^{2-} + 8\text{e}$		0,497	0,269	-0,072	-0,299	-0,572	-0,982
$\text{PbS} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{Pb}^{2+} + 8\text{H}^+ + \text{SO}_4^{2-} + 8\text{e}$		0,471	0,244	-0,098	-0,325	-0,552	-1,007
$\text{PbS} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{Pb}^{2+} + 7\text{H}^+ + \text{HSO}_4^- + 8\text{e}$		0,389	0,190	-0,109	-0,308	-0,507	-0,905
$\text{PbS} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{PbSO}_4 + 8\text{H}^+ + 8\text{e}$		0,420	0,192	-0,149	-0,376	-0,604	-1,058
$\text{ZnS} + 10\text{H}_2\text{O} = \text{ZnSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + 8\text{H}^+ + 8\text{e}$		0,532	0,304	-0,037	-0,264	-0,492	-0,946
<i>Примечание.</i> Активности растворенных компонентов: $a_{\Sigma\text{S}} = 10^{-3}$, $P_{\text{CO}_2} = 10$ бар, $P_{\text{CH}_4} = 10^{-7}$, $a_{\text{Pb}^{2+}} = 10^{-4}$, $a_{\text{FeOH}^+} = 10^{-4}$, $a_{\text{Zn}^{2+}} = 10^{-2}$							

Окислительно – восстановительный потенциал при 200°C, в зависимости от pH раствора

Уравнения реакций	Eh, В					
	0	2	5	7	9	13
$H_2S+4H_2O=HSO_4^-+9H^++8e$	0,373	0,162	-0,155	-0,366	-0,577	-1,000
$H_2S+4H_2O=SO_4^{2-}+10H^++8e$	0,425	0,190	-0,162	-0,397	-0,631	-1,101
$HS^-+4H_2O=SO_4^{2-}+9H^++8e$	0,350	0,138	-0,178	-0,390	-0,601	-1,023
$3Bi_2Te_2S+12H_2O=2Bi_2Te_3+2Bi^{3+}+3SO_4^{2-}+24H^++24e$	0,437	0,249	-0,032	-0,220	-0,408	-0,783
$3Bi_2Te_2S+12H_2O=2Bi_2Te_3+2Bi^{3+}+3HSO_4^-+21H^++24e$	0,385	0,221	-0,025	-0,190	-0,354	-0,682
$CH_4+3H_2O=HCO_3^-+9H^++8e$	0,360	0,149	-0,168	-0,379	-0,591	-1,013
$CH_4+2H_2O=CO_2+8H^++8e$	0,323	0,135	-0,146	-0,334	-0,522	-0,897
$PbAg_4Bi_4S_9+2Bi^{3+}+4HTe^-+28H_2O=2Bi_2Te_2S+Pb^{2+}+4Ag^++7HSO_4^-+53H^++50e$	0,335	0,165	-0,090	-0,260	-0,430	-0,771
$PbAg_4Bi_4S_9+2HTe^-+14H^+=2Bi^{3+}+Bi_2Te_2S+Pb^{2+}+4Ag^++8H_2S$	0,352	0,127	-0,211	-0,436	-0,661	-1,112
$PbAg_4Bi_4S_9+2HTe^-+32H_2O=2Bi^{3+}+Bi_2Te_2S+Pb^{2+}+4Ag^++8SO_4^{2-}+66H^++64e$	0,387	0,193	-0,097	-0,291	-0,484	-0,871
<i>Примечание.</i> Активности растворенных компонентов: $a_{\Sigma S}=10^{-5}$, $P_{CO_2}=10$ бар, $P_{CH_4}=10^{-7}$, $a_{Pb^{2+}}=10^{-4}$, $a_{HTe^-}=10^{-5}$, $a_{Ag^+}=10^{-3}$, $a_{Bi^{3+}}=10^{-7}$, $a_{HCO_3^-}=10^{-1}$						

Глава 6. Оценка источника золота и флюида

В данной главе рассматриваются результаты анализов стабильных изотопов свинца и серы в породах и рудах месторождения Бодороно, позволяющие прояснить происхождение рудного вещества и флюида.

6.1. Оценка источника золота по изотопному составу свинца

Был проведён анализ изотопного состава Pb в сульфидах (пирит, галенит, сфалерит) из золоторудных месторождений Бодороно. Для сравнения источников золоторудного вещества в различных регионах были взяты данные по анализу свинцов в образцах галенитов из кварцевых жил Нежданинского месторождения. Аналитические работы проводились в институте геологии и геохронологии докембрия РАН в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов (аналитик Саватенков В.М.), (г. Санкт-Петербург).

Для анализов изотопного состава образцов из Бодороно нами были отобраны 5 образцов сульфидов из кварцевых жил трех изучаемых рудных зон в независимости от минеральных ассоциаций: 2 образца минералов – калиевый полевой шпат и пирит из гнейсов (метабазитов) из первой и второй рудной зоны. Из кварцевых жил были отобраны пирит, галенит и сфалерит. Далее из отобранных образцов выделили монофракции в количестве 10 мг, чистота материала не ниже 95%. Монофракции сульфидов предварительно выщелачивались на тёплой плитке в течение часа в 0.5 N растворе HBr с целью удаления поверхностных загрязнений. Затем сульфиды растворялись в концентрированной царской водке на горячей плитке в плотно закрытой фторопластовой посуде в течение 2 часов.

Химическое выделение Pb из сульфидов проводились по стандартной методике на анионно-обменной смоле Bio-RadAG1-X8 в растворах кислот HBr и HCl (Manhes et al., 1984). Изотопный анализ Pb и U выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01% (2 σ). Изотопный состав Pb измерялся в одноленточном режиме на ренийевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эмиттер в смеси с H₃PO₄. Общий уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг соответственно. Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась на коэффициент дискриминации масс (0.13%) рассчитанный на основе измерения международного стандарта SRM982. Ошибки

измерения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышают 0.03%, 0.03% и 0.05% соответственно.

Результаты измерений представлены в таблице 9 и приведены на графиках 34а и б.

Месторождение Бодороно. Фигуративные точки изотопных составов Pb в сульфидах месторождения Бодороно на графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ формируют линейную корреляцию за исключением данных для образца пирита из второй рудной зоны 5-К-16 и образца сфалерита из первой рудной зоны 7-К-16. Указанный тренд отражает процесс смешения между двумя компонентами: древний компонент, представляющий собой вещество вмещающих пород и более молодой компонент, представляющий собой вещество этих же пород, но претерпевшее перекристаллизацию в поздний этап эндогенной активизации. На график вынесен тренд изотопной эволюции Pb в деплетированной мантии, который находится существенно ниже линии смешения сульфидов Бодоронинского месторождения. На диаграмму вынесен модельный тренд эволюции изотопного состава Pb в раннеархейской коре. Формирование золото-сульфидной минерализации предположительно связано с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией, при этом вмещающие породы имеют раннеархейский возраст. На диаграмму вынесен модельный тренд эволюции изотопного состава Pb в раннеархейской коре. На диаграмме видно, что тренд смешения пересекает линию эволюции корового источника, с одной стороны, на отрезке, отвечающим моменту позднемезозойской активизации, а с другой стороны точка пересечения отвечает раннепротерозойскому времени, с которым возможно связан период метаморфической переработки архейских пород. При этом наиболее значимыми масштабы ремобилизации вещества были на участке 3 рудной зоны, представленной образцом пирита 6-К-16, поскольку изотопные характеристики Pb в этом образце наиболее близки к составу архейской коры в мезозойский период её эволюции. Смещение изотопных характеристик Pb в более древний период обусловлено тем, что изотопный состав Pb в исследуемых сульфидах формировался при участии Pb, переотложенного из сульфидов более ранней протерозойской генерации и Pb, представляющего собой продукт полной гомогенизации свинца между различными минералами архейских пород в мезозойское время. Наименьшая доля ремобилизованного компонента фиксируется в галените из образца 2-К-16. Всё это указывает на то, что рудное вещество на месторождении не связано с глубинным мантийным источником, а является результатом перераспределения рудного вещества в

пределах вмещающих пород, индуцируемого циркуляцией растворов. Отклонение точек, представляющих образцы 5-К-16 и 7-К-16, скорее всего, связано с исходной гетерогенностью свинца во вмещающих породах.

На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ большинство точек, представляющих изотопный состав Pb в сульфидах месторождения, также формируют линейную регрессию, отражающую процесс смешения исходного и ремобилизованного Pb. Наблюдаемое смещение ряда точек вправо от линии смешения скорее всего является результатом изотопного обмена Pb между исходными сульфидами и U-содержащими минералами или минералами с высоким U/Th отношением.

Для сравнения мы используем данные по Нежданинскому месторождению.

Месторождение Нежданинское расположено в Южно-Верхоянском синклинии, которое относится к южной части Верхоянского складчатого пояса (Гамянин и др. 2000., Чернышев и др. 2011). Месторождение приурочено к множественным разноориентированным нарушениям. Оруденение имеет прожилково-вкрапленный характер и относится к золото-кварцевому типу, локализованному в терригенных углеродсодержащих толщах пермского возраста. Рудные тела связаны с нижнемеловыми гранитоидными массивами. Входит в тройку крупных золоторудных месторождений России по данным подсчетов ОАО «Полюс золото» (Чернышев и др. 2011., <http://www.polyusgold.com>).

Фигуративные точки, представляющие изотопный состав Pb в сульфидах месторождения Нежданинское на диаграммах в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ образуют компактную группу точек. Большая выборка позволяет сделать полную картину заключений и объясняет формирование рудной минерализации. Возраст вмещающих терригенных пород близок к возрасту наложенной активизации, с которой ассоциирует формирование рудной минерализации. Изотопные характеристики в сульфидах месторождения указывают на то, что рудный компонент был мобилизован из вмещающих пород без привноса мантийного компонента (Чернышев и др., 2011).

Также следует отметить, что изотопные составы Pb в сульфидах месторождения Бодороно на Pb-Pb изотопных диаграммах находятся на протяжении всего тренда, образуя линейность, в отличие от изотопных составов Pb в сульфидах Нежданинского золоторудного месторождения, которое расположено севернее в Южно-Верхоянском синклинии. В своей работе авторы отмечали, что галениты с более низкими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ассоциируют с серебро-полиметаллической

ассоциацией, а галениты с более высокими изотопными отношениями Pb ассоциируют с золото-сульфидной минерализацией.

Таблица 9

Данные изотопного состава Pb в сульфидах из месторождения Бодороно

№ образца	Минерал	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ , %	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ , %	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ , %
Бодороно							
1 рудная зона							
2-АН-12	сульфид	17.011	0.042	15.436	0.046	37.443	0.057
2-К-16	галенит	16.630	0.042	15.420	0.046	36.532	0.056
6-АН-12	сульфид	17.150	0.042	15.481	0.046	36.333	0.056
7-К-16	сфалерит	18.065	0.062	15.495	0.065	38.463	0.072
4-К-16	пирит	18.054	0.042	15.570	0.046	36.392	0.056
2 рудная зона							
5-К-16	пирит	16.814	0.044	15.296	0.048	37.025	0.058
3 рудная зона							
6-К-16	пирит	18.583	0.043	15.635	0.047	38.874	0.057

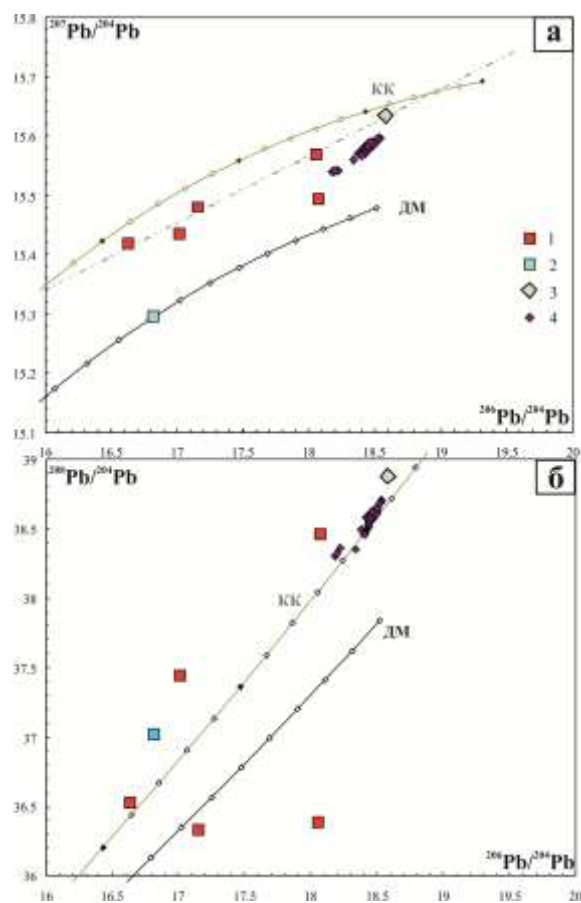


Рисунок 34 а, б. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Данные для сульфидов месторождения Бодороно. Месторождение Бодороно: 1–состав сульфидов 1 рудной зоны; 2–состав сульфидов 2 рудной зоны; 3–состав сульфидов 3 рудной зоны.

4—данные для сульфидов Нежданнинского месторождения (Чернышёв и др., 2011). ДМ-модельная линия эволюции в деплетированной мантии согласно модели (Kramers, Tolstikhin, 1998). КК-гипотетическая линия эволюции раннеархейской коры, отвечающая параметру $\mu=11$ и $\kappa=4$.

6.2. Оценка источника рудоносного флюида по изотопному составу серы

Был изучен состав серы галенитов из кварцевых жил первой рудной зоны месторождения Бодороно для получения дополнительных данных об условиях формирования золотоносных руд и источника минералообразующего флюида. Анализы выполнены в центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского, (г. Санкт-Петербург). Для анализа, нами было отобрано 3 образца галенита из кварцевых жил первой рудной зоны золото-сульфидной ассоциации. Монофракции галенита отбирались автором вручную под биноклем, чистота материала не ниже 95%. Измерение выполнено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам NBS123, IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3. Воспроизводимость значений $\delta^{34}\text{S}$ (1σ) для международных значений составляла $\pm 0.1\%$. Результаты измерений $\delta^{34}\text{S}$ даны в отношении к международному стандарту VCDT. Вес анализируемых образцов 10 мг.

Изотопный состав серы галенитов отобранных из кварцевых жил первой рудной зоны рассматриваемого месторождения оказался практически одинаковым, и колеблется в узких интервалах: от -2.2 – 2.3 (табл. 10). Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ составляет $-2,3\%$. Исходя из достаточно узких значений $\delta^{34}\text{S}$ галенитов, можно предполагать о магматическом происхождении серы (Йенсен, 1970).

Для сравнения нами были взяты данные анализов по некоторым золоторудным месторождениям похожего золото-кварцевого типа (рис. 35): Рудного Алтая, Приморья, Чукотки, Южного Верхоянья, южной части Яно-Колымской системы, Алданского щита.

Как видно из рис. 35 данные по сульфидам вышеприведенных месторождений согласуются с ранее известными представлениями, и можно смело говорить, о глубинном источнике серы для рассмотренных сульфидов из месторождений золото-кварцевого типа. Можно еще сделать вывод, что большинство месторождений золото-

кварцевого типа образовалось в различных геологических обстановках и не всегда источником являются проявления внутрикорового магматизма (Загрузина и др. 1980).

Таким образом, месторождение Бодороно является типичным представителем золото-кварцевой формации, а источником серы являлся магматический источник.

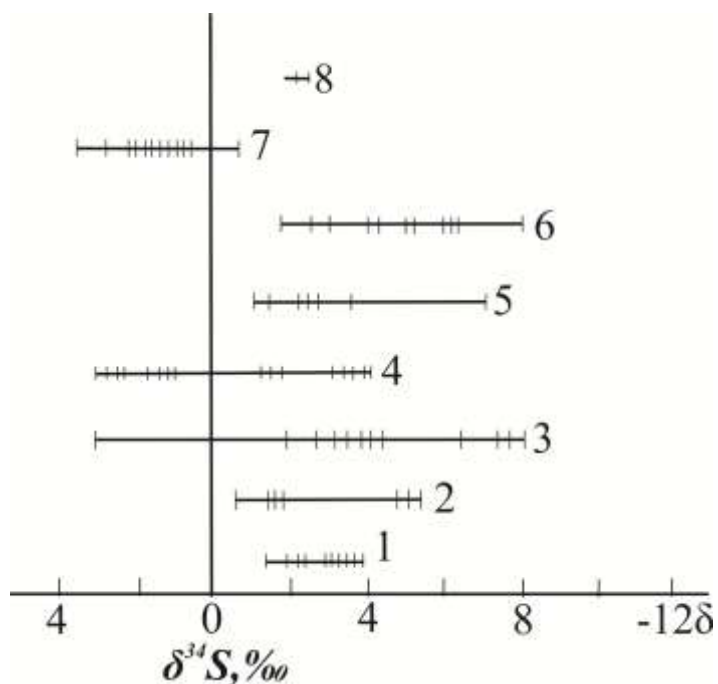


Рис. 35. Изотопный состав серы сульфидов продуктивной стадии некоторых золоторудных месторождений (упрощенная и с дополнениями) по Загрузиной и др. (1980): 1 – Рудный Алтай; 2 – Приморье; 3 – Чукотка; 4 – Южное Верхоянье; 5, 6 – южная часть Яно-Колымской системы; 7 – Алданский щит; 8 – месторождение Бодороно.

Таблица 10

Данные изотопного состава S в галенитах из месторождения Бодороно

Образец	Место отбора образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
3-АН-12	Рудная зона 1	Галенит	-2.3
5-АН-12	Рудная зона 1	Галенит	-2.2
2-АН-12	Рудная зона 1	Галенит	-2.3

Заключение

В результате выполненных исследований: анализа минеральных парагенезисов и изучения флюидных включений, стабильных изотопов и термодинамических расчётов были установлены условия образования золоторудной минерализации месторождения Бодороно в Южной Якутии.

Были выделены три минеральные ассоциации, которые вероятно отражают стадийность в генезисе золоторудной минерализации.

Так, для ранней (?) гематит-магнетитовой и пирротин-пиритовой минеральной ассоциации месторождения характерны следующие минералы: пирит, пирротин, гематит, магнетит и анкерит. Эта ассоциация возникает при температуре порядка 300°C и, судя по данным расчёта минеральных равновесий, в относительно щелочной среде (рН порядка 5,5) и восстановительной (Eh порядка -0,6В) обстановке.

Главная золото-сульфидная минеральная ассоциация характеризуется следующим минеральным составом: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, самородное золото. В кварцах среднего этапа был обнаружен следующий состав газов: CO₂ – 68,4%, CH₄ – 31,6%. Температура и давление, соответствующие формированию этой ассоциации соответствуют: 300°C и 1,5 кбар. Расчёт устойчивости ассоциации сульфидной минерализации второго (?) этапа PbS+FeS₂+CuFeS₂+ZnS показал, что область их совместного сосуществования находится в интервале по рН от 4 до 5,5, а по Eh – от 0,2 до -0,3 В.

Золото-висмутовая ассоциация содержит следующие минералы: самородное золото, теллуrowисмутит, тетрадимит, ширмерит. Термобарогеохимические исследования включений в кварце позднего этапа позволили определить температуру и давление минералообразования, которые соответствуют: 150⁰ С и 0,5 кбар. В кварцах здесь обнаружены: CO₂ – 95,2%, N₂ – 2,9% и CH₄ – 1,9%. Оценка условий образования минералов третьего этапа выполнена для ассоциации Bi₂Te₃+Bi₂Te₂S для температуры 150°C и также учтено присутствие метана и жидкой углекислоты во включениях в кварце. Исходя из этих данных, были оценены условия равновесные для данных компонентов: рН - от 3 до 3,5 Eh – от 0 до 0,2 В.

Таким образом, проведенные исследования показали, что образование золото-сульфидной минерализации месторождения Бодороно происходит при температуре порядка 300°C и давлении 1 кбар. По сравнению с безрудной гематит-магнетитовой и пирротин-пиритовой (ранней?) ассоциацией, для которой характерны относительно

щелочные (рН порядка 5,5) и восстановительные (Eh порядка -0,6В) показатели среды на этом этапе минералообразующая среда становится слабокислой (рН = 4-5,5) и относительно восстановительной (Eh от 0,2 до -0,3В). В составе газов значительная роль здесь принадлежит CH_4 и CO_2 . На позднем (?) этапе формирования золото-висмутовой ассоциации температура и давление понижаются до 150 °С и 0,5 кбар соответственно. Растворы становятся нейтральными и ещё более кислыми (рН до 3,5-4). В составе газов преимущественно присутствует CO_2 . Активность серы закономерно возрастает на золото-сульфидном этапе.

Источник золоторудного вещества был оценён по изотопному составу свинца в сульфидах (пирит, галенит, сфалерит) из трёх рудных зон месторождения Бодороно. Изотопный состав свинца отражает процесс смешения между двумя компонентами: **древний компонент, представляющий собой вещество вмещающих пород и более молодой компонент, представляющий собой вещество этих же пород, но претерпевшее перекристаллизацию в поздний этап эндогенной активизации.** Таким образом, формирование золото-сульфидной минерализации предположительно связано с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией, при этом вмещающие породы имеют раннеархейский возраст. При этом наиболее значимыми масштабы ремобилизации вещества были на участке третьей рудной зоны, представленной образцом пирита 6-К-16, поскольку изотопные характеристики Pb в этом образце наиболее близки **к составу архейской коры в мезозойский период её эволюции.** Смещение изотопных характеристик Pb в более древний период обусловлено тем, что изотопный состав Pb в исследуемых сульфидах формировался при участии Pb, перетолженного из сульфидов более ранней протерозойской генерации и Pb, представляющего собой продукт полной гомогенизации свинца между различными минералами архейских пород в мезозойское время. Результаты изучения свидетельствуют о том, что **рудное вещество на месторождении не связано с глубинным мантийным источником, а является результатом перераспределения рудного вещества в пределах вмещающих пород, индуцируемого циркуляцией растворов.**

Серу из галенита имеет изотопный состав которой располагается в области величин $\delta\text{S}^{34} = -2,2\%$. Этот факт указывает на то, что флюид, участвовавший в образовании золоторудного месторождения Бодороно скорее всего извлекает изотопно облегчённую серу из магматического источника. Можно предположить, что флюид отделялся от магмы в глубинных условиях и был восстановительным.

Проведённые изотопные исследования подтверждают гипотезу о магматогенном верхнекоровом происхождении рудного вещества и флюида.

Литература

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Издательский центр «Академия», 2010.–384 с.
2. Авченко А.С., Вах А.С., Горячев Н.А., Александров И.А., Веливецкая Т.А., Капитонов И.Н. Генезис березитового золотополиметаллического месторождения (на основе данных по изотопному составу свинца, кислорода и серы) // Доклады Академии наук, 2013, Т. 453. №2, с. 185 – 189.
3. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Месторождение Бодороно – новый золоторудный объект Южной Якутии // Руды и металлы, №5, 2014, с. 49–57.
4. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Особенности минерализации месторождения Бодороно (Ю.Якутия) // Мат-лы Всероссийской научно–практической конференции «Геология и минерально–сырьевые ресурсы Северо–Востока России». Якутск, 2013. Т.1, с. 38 – 41.
5. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: КДУ, 2010, 736 с.
6. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолиздат, 1995. 86 с.
7. Бойцов В.Е., Лабунь А.Н., Пилипенко Г.Н. Самолазовский тип золоторудных месторождений Центрального Алдана–благоприятный объект для кучного выщелачивания // Горн.журнал, 2002. №2. С. 30-32.
8. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. №2, 2007. С. 99-146.
9. Булах А.Г., Кривовичев В.Г., Золотарёв А.А. Общая минералогия. М.: Академия, 2008, 410 с.
10. Булах А.Г., Кривовичев В.Г. Расчет минеральных равновесий. Л.: Недра, 1985, 184 с.
11. Булах А.Г., Золотарёв А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2014. 132 с.
12. Булах А.Г., Кривовичев В.Г., Золотарёв А.А. Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии: Практическое руководство и справочник // СПб: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 1995. 259 с.
13. Ветлужских В.Г. Геолого–промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии // Отечественная геология, №1, 1997, с. 16 – 24.

14. Ветлужских В.Г. Золотоносность Северо–Становой металлогенической зоны (Южная Якутия, Амурская область) // Отечественная геология, №1, 2007, с. 59 – 71.
15. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. Т.44, №6. С. 467-499.
16. Вольский А.С., Шатков А.Г., Красный Л.И., Пинский Э.М., Васильев И.А., Коршунов А.М., Пуриг В.В., Соловьев Н.С., Терентьев В.М., Шор Г.М., Коршунова Г.А., Чжао Фынминь, Ху Шаокан, Чен Цзуи, Го Хуа, Сан Цзиншэн. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 190с.
17. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.А. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000. 230 с.
18. Глуховский М.З. и др. Окончательный отчет о геолого – съемочных работах масштаба 1:50000 на территории листов N–52–7–А, Б, В, Г; N–52–19–А, Б, В, Г (1970–1974 гг.). НПО «Аэрогеология», 1974. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеоинформ», инв. № 11531.
19. Говоров И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогия гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1977. 239 с.
20. Государственная геологическая карта РФ. Серия Алдано-Забайкальская. Лист Q – 51–Алдан. Объяснительная записка.
21. Гуров Л.П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 74-92.
22. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 272 с.
23. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1978, с.9-28.
24. Жариков В. А., Русинов В.Л., А.А.Маракушев и др. Метасоматоз и метасоматические породы. - Москва, Научный мир, 1998. 492 стр.
25. Золоторудные месторождения России. М.: Акварель, 2010. 349 с.
26. Йенсен М.Л. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 129-147.

27. Казанский В.И., Яновский В.М. Сопоставление мезозойских золоторудных районов Сино–Корейского и Алдано–Станового щитов // Геология рудных месторождений, 2006, т.48, №1. С. 51 – 70.
28. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район // Геология рудных месторождений. 2004. Т.46, №3. С. 195-211.
29. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. К.: Научкова думка, 1982. 268 с.
30. Карсаков Л.П., Романов Б.И. Золоторудное месторождение Колчеданный Утес // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Н.: Наука, 1976. С. 119-121.
31. Кириллов В.Е. Опыт классификации рудоносных метасоматических и гидротермальных пород Восточной части Алдано-Станового щита. Тихоокеанская геология. 2010. Т.29, №1, с.44-59.
32. Кормушин В.А. Метод гомогенизации газово-жидких включений в минералах. А-А.: Наука, 1982. 72 с.
33. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно–магматические системы Центрального Алдана. Геология и геофизика, 2006, т.47, №7, с.850-864.
34. Кочетков А.Я. Молибден-медно-золото-порфиоровое месторождение Рябиновое // Отечественная геология. 1993. №5. С. 50-58.
35. Кукс А.И. Геология и полезные ископаемые басс. верхнего течения рек Альгома и Нуям. (Отчет по работам Альгоминской партии Гынымской экспедиции треста «Якутзолото» в 1945). Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ». 1950.
36. Лазько Е.М. Жидкие включения как геологический барометр // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1949, ч.78 №4, с.260 – 265.
37. Легенда Алданской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200000 (издание второе). Составители: Д.В. Утробин, Е.П. Максимов, Е.Б. Хотина. Редактор Е.П. Миронюк. 2000. Картфонды ГУП РС(Я) «Сахагеоинформ».
38. Легенда Джугджурской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200000 (издание второе). Составитель В.А. Гурьянов. Главный редактор Л.П. Карсаков. 1998. Геолфонды Хабаровского ГГП.
39. Легенда Становой серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200000 (издание второе). Составители: Н.Н. Петрук (отв. исполнитель), Т.В. Беликова, И.М. Дербеко. Главный редактор Е.М. Заблоцкий. 1998. Геолфонды ГГП «Амургеология».

40. Лукин Л.И. Структурные особенности формирования эндогенных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах // Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 5-26.
41. Лукин Л.И., Вольфсон Ф.И., Королев В.А., Невский В.А. Структурные условия эндогенного рудообразования. Состояние, проблемы и пути дальнейших исследований // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 5-20.
42. Лядин В.И., Зубарев А.Н. и др. Отчет о полистной геологической съемке масштаба 1:50000 в междуречье Алгомы и Гонама (Нингамский район) на листах О-52-126-Б, Г; О-52-127-А, Б, В, Г; О-52-128-А, В; по работам 1985 г. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ», 1952.
43. Максимов Е.П. К оценке потенциальной продуктивности на золото Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоны разломов, Центральный Алдан // Руды и металлы. 2012. №5, с. 43-50.
44. Максимов Е.П., Угрюмова А.Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита // Сов.геология 1971. №7. С.108-119.
45. Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. М.: Академический проект, 2008. 222 с.
46. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 302 с.
47. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Дальнего Востока России. В.: Дальнаука, 1996. 352 с.
48. Молчанов А.В., Шатов В.В., Терехов А.В., Белова В.Н., Радьков А.В., Семенова В.В., Соловьев О.Л., Шатова Н.В. Эльконский золото-урановый узел (Южная Якутия) (Основные черты геологического строения, петрографо-геохимические особенности гидротермально-метасоматических образований и рудоносность) // Региональная геология и металлогения, 2012. №12. С. 80-101.
49. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических констант. М.: Атоимздат, 1971. 238 с.
50. Николаев В.А., Доливо–Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 389 с.
51. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений. Рудные формации эндогенных месторождений. Т.2. Формации

- эндогенных месторождений золота, колчеданов, свинца, цинка и ртути. М.: Наука, 1976. 395 с.
52. Петровская Н.В. Минералогические критерии оценки золоторудных месторождений // Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Н.: 1975. С. 27-33.
53. Парфенов Л.М. Тектоника, геодинамика и металлогения территории РС(Я). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
54. Петров (инициалы не указаны). Отчет о работе Альгомо-Гельтемдинской поисково-разведочной партии. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ». 1929.
55. Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии // Львов: изд-во при Львовском государственном университете, 1986. 199 с.
56. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. М.: КДУ, 2014. 268 с.
57. Пономарева Н.И. Оценка P–T параметров процессов минералообразования на основе геотермометров // Методическое пособие, СПб, СПбГУ, 2014, 40 с.
58. Пономарева Н.И., Кривовичев В.Г. Расчет минеральных равновесий в гидротермальных системах // Методическое пособие, СПб, СПбГУ, 2000, 48 с.
59. Радьков А.В., Молчанов А.В., Артемьев Д.С., Беленко Е.В. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51–Алдан. Объяснительная записка.–СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.
60. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр.лит., 1962, 1432 с.
61. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Дуан Жуйянь, Чжу Цунь, Горошко М.В., Гурович В.Г. Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо – Восточного Китая // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, №6, с. 3 – 17.
62. Сергеев В.И. Поиски россыпного золота в бассейне верхнего течения р. Алгома (Отчет Чакатайского отряда о поисковых работах за 1969 г.) в 3-х томах. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ». 1970.
63. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989. 325 с.
64. Сокерина Н.В., Исаенко С.И., Шанина С.Н. Газовый состав флюидных включений в кварце проявления Синильга, Приполярный Урал // Тезисы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Москва, ИГЕМ РАН, 2012. С. 78-80.

65. Соколов Е.П. Отчет о результатах поисковых работ на рудное и россыпное золото в Верхне-Алгоминском золотоносном районе в 2001-2005 гг. Фонды ЦПСЭ ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология», 2005.
66. Соколов Е.П., Тихонов Е.П. Отчет о результатах работ по объекту «Прогнозно-реставрационные работы по общераспространенным, строительным и другим полезным ископаемым в зоне влияния железной дороги Улак-Эльга». Фонды ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология», 2012.
67. Старостин В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 298 с.
68. Степанов В.А., Мельников А.В. Золотогорский рудно-россыпной узел Приамурской провинции // Вестник Амур. гос. ун-та. 2014. №65, с. 113-119.
69. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементенко А.И., Пересторонин А.Е. Приамурская золоторудная провинция. Б.: изд-во АмГУ, 2008. С. 232.
70. Сушкин Л.Б. Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения Колчеданный Утес // Тр. ассоциации «Дальнедра». Хабаровск, 1991. Вып.1. с. 171-178.
71. Терехов А.В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук – СПб: ВСЕГЕИ, 2012. – 28 с.
72. Торопыгин С.Б., Сясько А.А., Швец В.Н., Боярко Г.Ю. Рудопроявление Кур и Притрассовое // Сборник научных трудов Южно-Якутская комплексная экспедиция: 50 лет поисков и открытий. 2001. С. 62-70.
73. Удинцов С. (отчество не указано). Краткий отчет о работе Туксани-Муламской геолого-поисковой партии. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ». 1929.
74. Черкасов Р.Ф. Древнейшие фемические зоны как концентраторы оруденения (на примере Алдано–Станового щита) // Тихоокеанская геология. 1982. №1. С. 112 – 115.
75. Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (МС – СР – MS) и стронция // ГРМ. 2011. Т. 53, №5, с. 395 – 418.

76. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. №3. С. 31-41.
77. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989, 590 с.
78. Шарова Т.В. Геолого-структурные особенности и термобарогеохимические условия образования золоторудного месторождения им. Пинигина: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук – Ростов-на-Дону: ЮФУ, 2008. – 23 с.
79. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1991. №2. с. 67-80.
80. Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Некоторые закономерности распределения и районирование золотоносности Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1995а. №2. с. 99-110.
81. Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Региональные закономерности и районирование золотоносности Амурской области // Тихоокеанская геология. 1995б. №1. с. 56-61.
82. Frezotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration 112, 2012, p. 1-20.
83. Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modeling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geology, 1997, V. 139(1), P. 75 – 110.
84. Kullerud G. The FeS-ZnS system, a geological thermometer, Norsk. Geol. Tidsskr. №32, 1953, p. 61-147.
85. Manhès G., Allegre C.J., Provost A. U–Th–Pb systematics of the eucrite «Juvinas». Precise age determination and evidence for exotic lead // Geochem. Cosmochim. Acta // 1984, V. 48. 12. P. 2247 – 2264.
86. Wilson, M. Igneous petrogenesis / M. Wilson.–London: Unwin Hyman, 1989. – 446 p.
87. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist, v. 95, 2010, p. 185-187.