

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения
Российской академии наук

На правах рукописи

Кардашевская Вероника Николаевна
**ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ АЛГОМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА ЮЖНО-
АЛДАНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ: МИНЕРАЛОГИЯ И
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУД**

Специальность 1.6.10 - геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
к.г.-м.н. Анисимова Г.С.

Якутск – 2022

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ АЛГОМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА.....	10
1.1. Геологическая изученность и положение рудного узла в региональных структурах.....	10
1.2. Рудная минерализация Алдано-Станового щита.....	14
1.3. Геологическая характеристика Алгоминского рудного узла.....	18
1.3.1. Месторождение Бодороно.....	34
1.3.2. Рудопроявление Дывок.....	38
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	43
2.1. Минералогическое исследование.....	43
2.2. Исследования флюидных включений.....	44
2.3. Изотопно-геохимические исследования.....	45
2.4. Изотопно-геохронологические исследования.....	47
ГЛАВА 3. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД.....	50
3.1. Текстурно-структурные особенности руд Алгоминского рудного узла.....	50
3.2. Последовательность минералообразования месторождения Бодороно Алгоминского рудного узла	52
3.2.1. Месторождение Бодороно.....	52
3.2.1.1. Рудные минералы.....	53
3.2.1.2. Самородное золото и теллуриды висмута.....	57
3.2.1.3. Гипергенные минералы.....	62
3.2.1.4. Нерудные минералы.....	62
3.2.1.5. Последовательность минералообразования.....	63
3.3. Последовательность минералообразования рудопроявления Дывок Алгоминского рудного узла.....	66
3.3.1. Рудопроявление Дывок.....	66
3.3.1.1. Рудные минералы.....	67

3.3.1.2. Самородное золото и теллуриды.....	71
3.3.1.3. Гипергенные минералы.....	74
3.3.1.4. Нерудные минералы.....	74
3.3.1.5. Последовательность минералообразования.....	75
3.4. Позиция Алгоминского рудного узла в ряду месторождений Алданского щита с теллуридной минерализацией.....	77
ГЛАВА 4. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ АЛГОМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА.....	80
4.1. P-T параметры и состав рудообразующего флюида по данным изучения флюидных включений.....	80
4.2. Источники рудного вещества.....	91
4.2.1. Оценка источника вещества по изотопному составу свинца.....	91
4.2.2. Оценка источника вещества по изотопному составу серы сульфидов.....	97
4.2.3. Оценка источника вещества по изотопному составу Os.....	99
4.3. Результаты изотопного Ar-Ar датирования сульфидной минерализации.....	101
4.3.1. Ar-Ar датирование.....	101
ГЛАВА 5. ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛГОМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА.....	104
5.1. Сравнение с золоторудными объектами Алдано-Станового щита и других месторождений в мире.....	104
5.1.1. Месторождение Бодороно.....	104
5.1.2. Рудопроявление Дывок.....	109
5.2. Условия формирования Алгоминского рудного узла.....	112
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	118
Список литературы.....	121

Введение

Актуальность исследования. Алгоминский рудный узел расположен на юго-восточном фланге Алдано-Станового щита. Алданская золотоносная провинция является одной из исторически известных территорий добычи золота. В ее пределах известны различные геолого-промышленные типы месторождений, связанные с мезозойским щелочным и субщелочным магматизмом: золото-скарновые (Лебединское месторождение), золото-карстовые (Куранахская группа месторождений), золото-медно-порфировые (месторождение Рябиновое), золото-урановые (Эльконский рудный узел), а также эпитермальные на западе Алданского щита (Гросс, Таборное) и т.д (Попов и др., 1999; Мигута, 2001; Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2006; Кочетков, 2006; Бойцов и др., 2010; Хомич, Борискина, 2010; Дворник, 2012; Rodionov et.al., 2014; Добровольская и др., 2016; Молчанов и др., 2017). При этом малоизученной остается золотоносность зоны сочленения Алданского щита со Становой областью. В последнее время на данной территории обнаружены некоторые перспективные золоторудные объекты (Алтан-Чайдахский, Спокойнинский рудные узлы и др.), которые недостаточно изучены в геологическом плане. Одним из таких объектов на изучаемой территории является Алгоминский рудный узел, где впервые обнаружена поздняя висмут-теллуридная минерализация с высокой золотоносностью. Рудный узел включает в себя месторождение Бодороно и рудопроявление Дывок, а также ряд более мелких проявлений. До настоящих исследований не было опубликованных данных по минералогическим особенностям руд, изотопному составу сульфидов, возрасту минерализации и условиям формирования. В связи с этим, реконструкция условий образования золоторудной минерализации Алгоминского рудного узла необходима для понимания закономерностей распространения и поисков подобных объектов на площади Алдано-Станового щита, что и определяет актуальность данного исследования.

Цель исследования заключается в реконструкции условий образования Алгоминского рудного узла.

Задачи исследования:

1) Охарактеризовать текстурно-структурные особенности руд, минеральный состав и последовательность минералообразования;

2) Оценить физико-химические параметры (температура, состав) рудообразующего флюида;

3) Определить источники рудного вещества и возраст оруденения на основе изотопно-геохимических и геохронологических исследований.

Материалы и методы исследования:

Материал для исследований любезно предоставлен руководителем диссертационной работы Г.С. Анисимовой и сотрудником АО «Якутскгеология» Е.П. Соколовым.

Для решения поставленных задач были проведены следующие лабораторные исследования:

1) Изучение текстурно-структурных особенностей руд проводилось оптическими методами лично автором в полированных аншлифах с использованием микроскопа Jenavert JL 100;

2) Химический состав минералов определен с помощью растрового оптического электронного микроскоп-микроанализатора SEM-501 Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max 20 в ресурсном центре (РЦ) СПбГУ «Геомодель» (аналитики Власенко Н.С., Шиловских В.В.) и сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6480LV с использованием энергетического дисперсионного спектрометра Energy 350 of Oxford Instruments в ИГАБМ СО РАН (аналитики Попова С.К., Христофорова Н.В.);

3) Оценка P-T условий рудообразования проводилась лично автором на основе микротермометрических исследований с использованием термостоллика Linkam THMSG-600-ec, установленной на столике микроскопа Olympus BX53F в РЦ СПбГУ «Геомодель»;

4) Состав газовой фазы флюидных включений в кварцах из рудных зон определялся на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800, в РЦ «Геомодель» СПбГУ (аналитик Бочаров В.Н.);

5) Изотопный анализ свинца проведен с помощью многоколлекторного масс-спектрометра Finnigan MAT261 в ИГГД РАН (аналитик Саватенков В.М.);

6) Изотопный анализ серы выполнен с использованием изотопного масс-спектрометра Finnigan MAT253 в ДВГИ ДВО РАН (аналитик Веливецкая Т.А.);

7) Изотопный анализ осмия проведен с помощью твердофазного многоколлекторного масс-спектрометра Triton TI (Thermo Scientific) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Изотопный анализ рения выполнен с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Neptune (Thermo Scientific);

8) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование проведено с помощью масс-спектрометра Noble gas 5400 (Micromass, Англия) в ИГМ СО РАН (аналитик Травин А.В.).

Защищаемые положения.

1. Рудная минерализация на месторождении Бодороно образовалась в три стадии: 1) ранняя – пирит-пирротин-кварцевая, 2) промежуточная – золото-полиметаллическая и 3) поздняя – золото-висмут-теллуридная. Рудопроявление Дывок сформировалось в четыре стадии: 1) ранняя – золото-пирит-арсенопирит-кварцевая, 2) промежуточная – пирит-халькопирит-сфалеритовая, 3) кварц-буланжеритовая и 4) поздняя – теллуридная.

2. Продуктивные (Au-Polym, Au-Bi-Tel) стадии минералообразования на месторождении Бодороно происходили из двух типов флюидов: 1) хлоридно-натриевого состава с низкой соленостью при среднетемпературных условиях (270–300° С) с присутствием CO_2 и CH_4 в газовой фазе, и 2) хлоридно-натрий-железо-магниевого состава на фоне некоторого понижения солености при низкотемпературных условиях (145–200° С) с присутствием CO_2 , CH_4 и N_2 в газовой фазе. Золотоносная (Au-Apy-Py-Q) стадия минералообразования на рудопроявлении Дывок формировалась из флюида хлоридно-натрий-железо-магниевого состава с невысокой соленостью при среднетемпературных условиях (310–360° С) с присутствием CO_2 и CH_4 в газовой фазе.

3. Изотопные характеристики Рb месторождения Бодороно указывают на мантийно-коровый источник рудного вещества. Возраст дорудных метасоматитов

составляет 150 млн лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$). Узкий интервал значений изотопного состава S сульфидов (2.9–4.5‰) рудопроявления Дывок характеризует единый магматический (мантийный) источник рудного вещества. Золотое оруденение сформировалось в аптское время (125 млн лет, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) и соотносится с раннемеловым этапом тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Научная новизна. Впервые для Алгоминского рудного узла выделена теллуридная минерализация. Оценены физико-химические параметры образования золотоносных руд. На основе изотопного исследования свинца и серы в сульфидах установлен мантийно-коровый источник рудного вещества. Впервые определен возраст дорудных метасоматитов (150 млн лет) и золотого оруденения (125 млн лет), соотносящийся с раннемеловым этапом тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Теоретическая и практическая значимость. Полученные результаты могут быть использованы при прогнозировании объектов-аналогов на территории Алдано-Станового щита.

Апробация работы. Работа выполнялась в лаборатории геологии и минералогии благородных металлов Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (г. Якутск) и частично на кафедре геохимии СПбГУ (г. Санкт-Петербург). Основные результаты работ докладывались на XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии (г. Улан-Удэ, 2016), заседании VI, X Российской молодежной научно-практической школы «Новое в познании процессов рудообразования» (г. Москва, 2016, 2021), Юбилейном съезде Российского минералогического общества «200 лет РМО» (г. Санкт-Петербург, 2017, 2020), VII, IX, XI Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» (г. Якутск, 2018, 2019, 2021), на VII Международной конференции по изучению флюидных и расплавных включений ACROFI-2018 (г. Пекин), XXV Международной конференции по изучению флюидных и расплавных включений ECROFI-2019 (г. Будапешт). По результатам работ опубликована 21 научная работа, в том числе 4

статьи в журналах, входящих в перечень ВАК, а также 3 статьи цитируемая в WoS/Scopus.

Личный вклад автора заключается в сборе и анализе фондовой и опубликованной литературы по геологическому строению изучаемой и сопряженной территории, проведении минералогических исследований руд, измерении РТХ-параметров флюидных включениях, интерпретации данных минералогических, изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических исследований, реконструкции условий формирования рудного узла.

Благодарности. Автор глубоко благодарен научному руководителю к.г.-м.н. Г.С. Анисимовой за всестороннюю помощь и постоянное внимание к работе. Отдельную благодарность хотелось бы выразить к.г.-м.н. Е.В. Баданиной за неоценимую помощь при выполнении исследований. Глубокую признательность автор выражает к.г.-м.н. Н.И. Пономаревой за сотрудничество и помощь в выполнении аналитических исследований и интерпретации данных. Отдельную признательность за поддержку и обсуждение результатов автор выражает к.г.-м.н. Л.А. Кондратьевой и Е.С. Серкебаевой. За доброжелательную критику и советы автор благодарит коллектив ИГАБМ СО РАН: члена-корреспондента РАН, д.г.-м.н. В.Ю. Фридовского, к.г.-м.н. А.В. Прокопьева, к.г.-м.н. О.В. Королеву, д.г.-м.н. А.В. Костина, д.г.-м.н. З.С. Никифорову, к.г.-м.н. А.А. Кравченко, к.г.-м.н. В.С. Гриненко, к.г.-м.н. О.Б. Олейникова и М.В. Кудрина. Автор также благодарит за выполнение аналитических работ и помощи в интерпретации данных сотрудника ИГГД РАН к.г.-м.н. В.М. Саватенкова. Автор выражает благодарность за осуществление аналитических работ сотрудников ИГАБМ СО РАН: С.К. Попову и Н.В. Христофорову, а также сотрудников РЦ СПбГУ «Геомодель В.Н. Бочарова, Н.С. Власенко и В.В. Шиловских. Автор благодарит В.В. Курчатова, К.В. Елизарова и М.П. Канаеву за подготовку образцов и проб. Искреннюю признательность за бесценную помощь в проведении термобарогеохимических исследований автор благодарит сотрудников ИГМ СО РАН: д.г.-м.н. А.А. Томиленко, к.г.-м.н. Н.А. Гибшер, д.г.-м.н. Г.А. Пальянову и Е.О. Шапаренко. Автор выражает благодарность сотруднику ДВГИ ДВО РАН д.г.-м.н. Т.А.

Веливецкой за выполнение аналитических работ. Большое содействие при выполнении полевых работ и обсуждении геологической ситуации района оказал сотрудник АО «Якутскгеология» Е.П. Соколов.

Аналитические исследования были проведены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №[18-45-140045](#) p_а и [19-35-90051](#)) и в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН.

Глава 1. Общие сведения о геологическом строении Алгоминского рудного узла

1.1. Геологическая изученность и положение рудного узла в региональных структурах

Алгоминский рудный узел расположен в Нерюнгринском районе в 300 км к юго-востоку от г. Нерюнгри в Республике Саха (Якутия). Первые геологические и поисковые работы в бассейнах рек Гонам, Сутам и Алгомы проводились в 1936-1950 гг. партией треста «Якутзолото» под руководством А.И. Кукса (1939ф а, б, в; 1950ф). В результате этих работ в бассейнах рек Нуям, Налурак, Атугей, Гертанда, Джес и Чайдах было произведено описание стратиграфии, петрологии, минералогии, тектоники и составлена геологическая карта масштаба 1:200000. В то же время А.И. Кукс установил геоморфологические предпосылки обнаружение россыпей золота в бассейнах р. Алгома с тремя типами коренных источников россыпей: 1) протерозойские диафориты, мусковитизированные гнейсы и сланцы; 2) постюрские зоны гидротермальной проработки, связанные с мезозойским гранитоидным магматизмом; 3) юрские осадочные образования, конгломераты. Последний источник рассматривался как второстепенный.

В 1970-1974 гг. в ходе геологической съемки 1:50000 в бассейне верхнего течения р. Алгома (Глуховский М.З. и др., 1974ф, Всесоюзный аэрогеологической трест) установлена россыпная золотоносность по р. Бодороно, Дывок и реке Алгома. В виду наличия коренных источников, благоприятных геоморфологических предпосылок и наличия золота в современных аллювиальных отложениях, предположена возможность обнаружения промышленных концентраций россыпного золота на данном отрезке долины р. Алгома. По результатам работ была сделана прогнозная оценка россыпной золотоносности Верхне-Алгоминского района, которая составила 15 тонн. В ходе этих же работ в 1974 г. в верховьях руч. Дывок было выявлено рудопроявление золота.

Золоторудная минерализация приурочены к штоку гранодиорит-порфиров, содержание золота от десятых до 35 г/т. Прогнозные ресурсы не оценивались.

С 1980–1984 гг. под руководством М.Л. Абрамовича и др. (1985ф) была составлена аэрофотогеологическая карта масштаба 1:50000. Составлена карта закономерностей размещения полезных ископаемых, прогноза и рекомендаций масштаба 1:200000, в пределах которой выделены минерагенические зоны и узлы, установлена их специализация на различные полезные ископаемые. Выделена Сутамо-Алгоминская зона разломов, протяженностью 130 км с перспективной минерагенической специализацией на золото, молибден и серебро. Впервые установлены выходы гранат-пироксен-магнетитовых пород, являющихся магнетитовыми рудами и развитие секущих тел диопсид-кальцитовых пород, содержащих стронциевое оруденение, а также проявления апатита.

С 2001-2005 гг. ГУП РС(Я) «Якутская поисково-съёмочная экспедиция», а ныне АО «Якутскгеология» (Соколов, 2005ф) проводила поисковые работы, где дана количественная оценка ресурсов рудного и россыпного золота Верхне-Алгоминского и Нуямского золотоносных районов. Выделен ряд рудных и россыпных узлов, объединяющих как ранее известные, так и вновь выявленные объекты. Все известные и вновь выявленные россыпи относятся к аллювиальному долинно-русловому типу в комбинации с террасовыми и ложковыми. Прогнозные ресурсы P_1 и запасы C_2 россыпного золота на месторождении Бодороно и рудопроявлении Дывок составили 7,85 т.

В 2010-2012 гг. «Центральная поисково-съёмочная экспедиция» ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» под руководством Е.П. Соколова и Е.П. Тихонова (2012ф) проводила поисково-ревизионные работы на золото и другие полезные ископаемые на основе геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния, копушного опробования, поисковых маршрутов, специализированных геологических исследований, проходки канав. На основе поисков выделен Алгоминский рудный район, золото-редкометальные Алтан-Чайдахский и Верхнеалгоминский рудно-россыпные узлы, высокоперспективное месторождение золота Бодороно.

Прогнозные ресурсы по P_2 на месторождении Бодороно и рудопроявлении Дывок составили 62 и 4 т.

Алгоминский рудный узел находится на юго-восточном фланге Алдано-Станового щита, в тектоническом отношении располагается в пределах Тыркандинской зоны тектонического меланжа, которая отделяет Центрально-Алданский и Восточно-Алданский супертеррейны, на юге граничит с Тындинским составным террейном (Тектоника..., 2001) (рис. 1).

Тыркандинская зона тектонического меланжа сложена тектоническими пластинами верхнеархейских и нижнепротерозойских (2,991–2,195 млрд лет) парагнейсов и анортозитов, ограниченными узкими зонами бластомилонитов, которые насыщены телами гранитов. В пределах зоны установлены несколько золоторудных объектов, среди которых наиболее известным является месторождение Колчеданный Утес, входящее в состав Приамурской золотоносной провинции (Моисеенко, Эйриш, 1996; Мельников и др., 2017).

В составе Центрально-Алданского супертеррейна выделены два террейна: на западе – Нимнырский, на востоке – Сутамский. Нимнырский террейн представлен архейскими и нижнепротерозойскими (3,570–1,929 млрд лет) гранито-гнейсовыми куполами, где ядра сложены ортогнейсами с телами амфиболитов, а плечи куполов состоят из архейского парагнейсового комплекса. В его составе выделяется Центрально-Алданский рудный район (ЦАРР), где известен ряд крупных золоторудных объектов (Куранах, Лебединое, Рябиновое, Эльконская группа месторождений, Самолазовское, Пинигинское и т.д.), связанных с ареалами мезозойского субщелочного и щелочного магматизма.

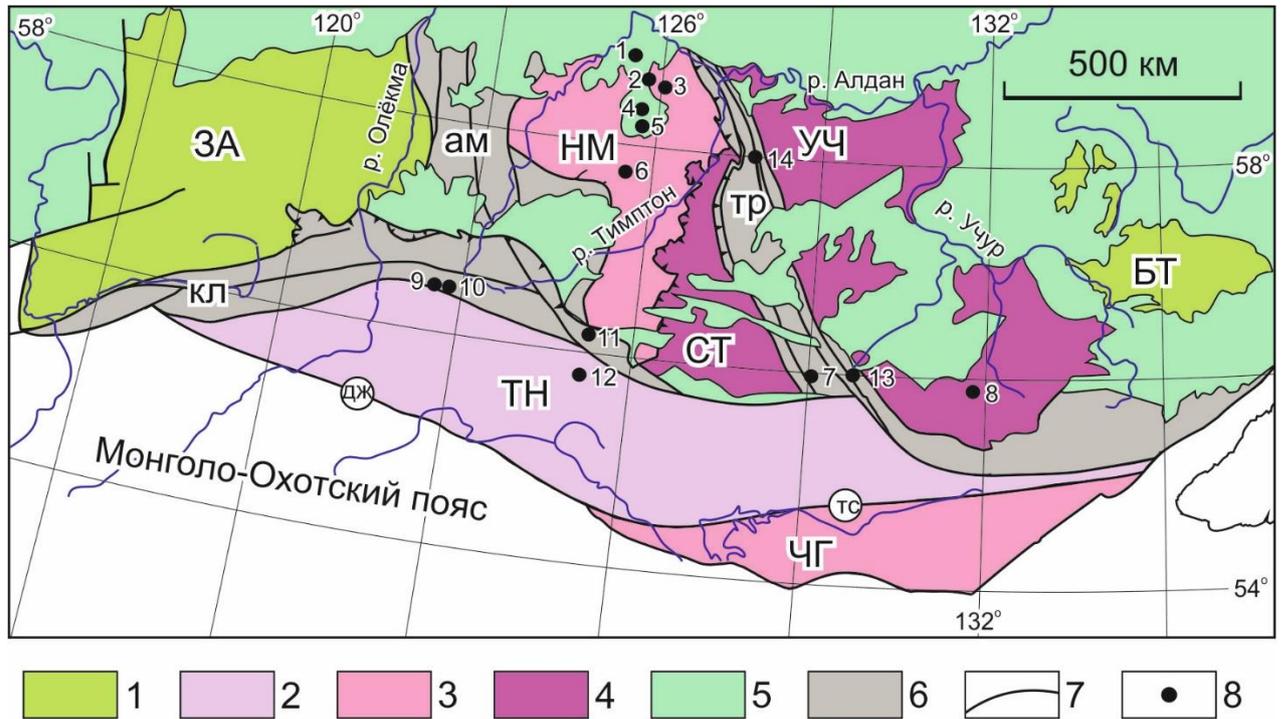


Рис. 1. Карта террейнов Алдано-Станового щита (по Смелову и др., 2001 с изменениями и дополнениями автора) и местоположение Алгоминского рудного узла и основных золоторудных месторождений.

Восточно-Алданский супертеррейн – Батомгский (БТ), Учурский (УЧ) террейны; Центрально-Алданский супертеррейн – Нимырский (НМ), Сутамский (СТ) террейны.

1 - гранит-зеленокаменные (ЗА – Западно-Алданский, БТ – Батомгский); 2 - тоналит-трондьемитогнейсовые (ТН – Тындинский); 3 - гранулит-ортогнейсовые (НМ – Нимырский, ЧГ – Чогарский); 4 - гранулит-парагнейсовые (СТ – Сутамский, УЧ – Учурский); 5 - осадочный чехол Сибирской платформы; 6 - зоны тектонического меланжа (ам – Амгинская, кл – Каларская, тр – Тыркандинская); 7 - разломы (дж – Джелтулакский, тс – Таксакандинский); 8 - месторождения и рудопроявления (1 – Куранахское; 2 – Рябиновое; 3 – Эльконская группа; 4 – Лебединское; 5 – Самолазовское; 6 – им. П.Пинигина; 7 – Алгоминский рудный узел; 8 – Колчеданный Утес; 9 – Ледяное; 10 – Скалистое; 11 – Бамское; 12 – Одолго; 13 – Алтан-Чайдах; 14 – Спокойнинское.

Район не ограничивается проявлениями золота, также известны месторождения железа, флогопита, апатита, пьезокварца. Сутамский террейн сложен верхнеархейскими (3,016–2,523 млрд лет) парагнейсами, а также гранито- и эндербитогнейсами. На его площади встречаются месторождения и рудопроявления железистых кварцитов, редкоземельных элементов.

Восточно-Алданский супертеррейн представлен двумя террейнами: Учурским на востоке и Батомгским на северо-востоке. Учурский террейн состоит из верхнеархейских и нижнепротерозойских (2,637–2,137 млрд лет) гранито-гнейсовых куполов. В его пределах расположены месторождения флогопита и медистых песчаников. Батомгский террейн состоит из нижнепротерозойских (1,8–1,7 млрд лет) ортогнейсов с маломощными телами основных кристаллических сланцев, также отмечаются гранито-гнейсы и граниты.

Тындинский составной террейн располагается в южной части АСЦ. Он сложен верхнеархейскими и нижнепротерозойскими (2,941–1,940 млрд лет)

комплексами: Становым, Ларбинским и Гилу́йским. Становой комплекс состоит из гнейсов, метабазитов и парагнейсов, Ларбинский сложен эндербитами и гнейсами, ультраосновными сланцами, переслаивающимися с гнейсами, известково-силикатными породами, мраморами и кварцитами и Гилу́йский, представленный кристаллическими сланцами и амфиболитами и переслаиванием их с гнейсами. Становой и Ларбинский комплекс прорывают дайки и жилы гранитов. В пределах террейна известны рудопроявления золота и титано-магнетитовых руд.

1.2. Рудная минерализация Алдано-Станового щита

С начала прошлого века Алдано-Становой щит является одной из привлекательных и богатейших территорий на востоке Азии с крупными золоторудными объектами. Вопросы металлогенического районирования были рассмотрены в работах Ю.А. Билибина (1941, 1958), Н.В. Петровской (1951), В.Г. Моисеенко и Л.В. Эйриша (1997), В.Г. Ветлужских и др. (1997, 2002), В.Е. Бойцова и др. (1998, 2010), Н.В. Попова и др., (1999), Л.М. Парфенова и М.И. Кузьмина (2001), А.К. Мигуты (2001), В.И. Казанского (2004), А.Я. Кочеткова (2006), Е.П. Максимова и др. (2010), Г.П. Дворника (2012, 2014), Мельникова и др. (2017), А.В. Молчанова и др. (2017) и прочих исследователей.

На сегодняшний день на территории щита известно около 50 перспективных золотоносных районов. Большинство исследователей связывают их с мезозойским этапом тектоно-магматической активизации. Здесь выделяют 2 крупные золотоносные провинции: Алданскую и Становую (Моисеенко, Эйриш, 1996; Попов и др., 1999; Эйриш, 2013; Молчанов и др., 2017).

Золотое оруденение Алданской провинции связано с тремя структурными уровнями: с верхней частью фундамента; нижней частью разреза венд-кембрийского карбонатного чехла и подошвой терригенной юры. Большинство крупных золоторудных проявлений в Алданской провинции расположено на территории ЦАРР, который характеризуется хорошей изученностью и экономической рентабельностью. Среди наиболее известных месторождений в

ЦАРР - Куранахское, Лебединское, Рябиновое, Самолазовское и Эльконская группа месторождений, относящиеся соответственно к золото-сульфидному, золотопорфировому, золоторудному гипергенному и золотоурановому типам оруденений.

Приведем краткую характеристику известных промышленных типов оруденения ЦАРР. *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, Ким, 1997; Ветлужских и др., 2002; Максимов и др., 2010; Дворник, 2012; Rodionov et.al., 2014); *Лебединское* – относится к золото-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 (Ветлужских, Ким, 1997; Ветлужских и др., 2002; Максимов и др., 2010; Дворник, 2012; Молчанов и др., 2013; Добровольская и др., 2016); *Рябиновое* – относится к порфировому типу в щелочных массивах. Оруденение вкрапленное, рудные тела представлены штокверком золотосодержащих сульфидных руд и сульфидизированным штоком эпилейцитовых сиенит-порфиров. Золото в рудах находится в виде мелких включений. Запасы золота оценены в 28 т (Ветлужских, Ким, 1997; Ветлужских и др., 2002; Кочетков, 2006; Максимов и др., 2010; Дворник, 2012; Шатова и др., 2019); *Самолазовское* – выделено как золото-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. Запасы оцениваются в 9,5 т (Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2010; Дворник, 2012; Борисенко и др., 2017); *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). Запасы составляют 150 т (Бойцов, Пилипенко, 1998; Мигута, 2001; Казанский, 2004; Максимов и др., 2010; Дворник, 2012; Молчанов и др., 2012); *им. П.Пинигина* (Кур–Притрассовое) – расположено в центральной части Алданского щита. Новый, весьма интересный, промышленный тип золотого оруденения в сульфидизированных метабазитах. 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. Запасы золота месторождения оценены в 17,7 т (Торопыгин и др., 2001; Шарова, 2008; Кравченко, 2009); *Алтан-Чайдах* – оруденение локализовано в нижнеюрских песчаниках и инъецирующих их силлах порфирировых дацитов. Рудная минерализация представлена комплексной золото-полиметаллической и золото-теллур-висмутовой минеральными стадиями. Прогнозные ресурсы по P_2 оцениваются в 25 т (Анисимова, Соколов, 2015); *Спокойное* – относится к комплексному золото-серебряному типу с наложенной теллур-висмутовой минерализацией. Оруденение представлено метасоматическими образованиями березитовой и аргиллизитовой формаций. Прогнозные ресурсы по P_2 составили 40 т (Соколов, 2005ф; Соколов 2012ф).

Становая золотоносная провинция включает многочисленные золоторудные месторождения, которые относятся к двум геолого-структурным этажам - кристаллическому фундаменту и нижним частям осадочно-вулканических

построек. Наиболее известны месторождения Колчеданный Утес, Ледяное, Скалистое, Одолго с рудами золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации.

Бамское – наиболее известное, недавно открытое месторождение золото-сульфидно-кварцевого типа в докембрийских гранитоидах. Золото мелкое, местами тонкодисперсное, низкопробное. Месторождение оценивается как среднее с запасами более 50 т (Моисеенко, Эйриш, 1996; Степанов и др., 2008; Мельников и др., 2017); *Колчеданный Утес* – оруденение представлено многочисленными кварц-пиритовыми жильными телами в кристаллических сланцах, амфиболитах и кальцифирах архейского возраста. Руды вкрапленные, золото-сульфидного типа. Месторождение известно с начала XX века. Ресурсы значительные, но временно не эксплуатируются (Карсаков, Романов, 1976; Сушкин, 1991; Моисеенко, Эйриш, 1996; Мельников и др., 2017); *Ледяное* – оруденение локализуется в метаморфизованных анортозитах и габбро раннепротерозойского возраста. 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. Запасы оценены в 1,7 т (Моисеенко, Эйриш, 1996; Романовский и др., 2006; Степанов и др., 2008; Мельников и др., 2017); *Скалистое* – оруденение представлено различными малосульфидными золото-кварцевыми телами в гнейсах и кристаллических сланцах нижнеархейского возраста. Запасы незначительные и оцениваются в 1,1 т (Моисеенко, Эйриш, 1996; Степанов и др., 2008; Мельников и др., 2017); *Одолго* – золото-кварцевое оруденение, связанное с массивом гранитов и плагиогранитов раннепротерозойского возраста с метапесчаниками и сланцами, гнейсами и кварцитами позднего архея. Рудные тела представлены залежами кварц-серицит-мусковитовых метасоматитов с прожилками кварца и видимым золотом. Золото сростается с кварцем и сульфидами. Запасы оценены в 0,7 т (Моисеенко, Эйриш, 1996; Степанов и др., 2008; Мельников и др., 2017).

1.3. Геологическая характеристика Алгоминского рудного узла

В связи со слабой геологической изученностью района, следует отметить, что стратиграфия Алгоминского рудного узла является предметом дискуссий. Ниже дается краткая характеристика геологических образований.

Основанием для приводимого ниже описания геологического строения рудного узла являются материалы по данным геологосъемочных и поисковых работ (Глуховский, 1974ф; Абрамович, Синцера, 1985ф; Лядин, Зубарев, 1985ф; Легенда Джугдуржской..., 1998ф; Легенда Становой..., 1998ф; Легенда Алданской..., 2000ф; Соколов, 2005ф, 2012ф; Государственная..., 2007ф).

Стратиграфия. В строении рудного узла участвуют следующие образования: курультино-гонамская толща (AR_1^1), кюриканская (AR_1^2krk) и сутамская (AR_1^2st) свита желтулинской серии (AR_1^2), неогеновые ($N_2^2-Q_1$) и четвертичные (Q_{I-IV}) отложения (рис. 2).

Архейские образования представлены толщей разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев, смятых и мигматизированных различными дорифейскими гранитоидами. *Курультино-гонамская толща* (AR_1^1) была выделена при проведении геологической съемки масштаба 1:50000 (ГС-50) и имеет ограниченное распространение на левом и правом берегу р. Алгома. Толща образована двупироксен-амфиболовыми, биотит-пироксеновыми, биотит-пироксен-амфиболовыми, двупироксен-амфибол-плагиоклазовыми, гиперстен-амфибол-плагиоклазовыми, двупироксен-плагиоклазовыми, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми, нередко магнетитсодержащими кристаллическими сланцами, реже гнейсами, диопсидовыми, скаполит- и флогопит-диопсидовыми, флогопит-пироксен-гранатовыми породами, эклогитами и эклогитподобными породами. Мощность образований 3700 м. *Желтулинская серия* (AR_1^2). Образования серии распространены широко, представлены *кюриканской и сутамской свитами*. *Кюриканская свита* (AR_1^2krk) характеризуется присутствием только основных разновидностей метаморфических пород и подразделяется на 4 толщи (снизу вверх) ниже приведены данные по отдельным разрезам:

1 – биотит-амфиболовые и биотит-пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, реже биотит-пироксен-амфиболовые гнейсы – 95 м;

2 – магнетитсодержащие амфиболовые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы – 17 м;

3 – двупироксен-амфиболовые, биотит-пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, реже гиперстен-амфиболовые и биотит-пироксеновые гнейсы – 73 м.

Общая мощность 185 м. Вверх по разрезу рассматриваемые образования сменяются двупироксен-биотитовыми и гиперстен-биотитовыми гнейсами, иногда магнетитсодержащими.

На другом участке развития свиты прослеживается следующая смена пород:

1 – двупироксен-амфиболовые, двупироксен-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы с единичными прослоями амфибол-пироксеновых гнейсов – 400 м;

2 – биотит-пироксеновые кристаллические сланцы – 120 м.

Суммарная мощность этого разреза составляет 520 м. Плоскости кристаллизационной сланцеватости наклонена здесь под пологим углом, моноклиально и пачка пород прослеживаются в сплошных коренных выходах на протяжении около 1500 м. отмечается довольно пологий изгиб пачек главным образом по простиранию, в то же самое время пологие (15–20°) углы наклона кристаллизационной сланцеватости на протяжении 1,5 км не меняются.

Строение нижней части свиты иллюстрирует также схематический разрез, где обнажаются:

1 – гиперстеновые гнейсы и двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы – 250 м;

2 – гиперстен-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы – 220 м;

3 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы с редкими прослоями двупироксен-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев – 120 м;

4 – гиперстеновые гнейсы и двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы – 60 м.

Общая мощность пород по разрезу составляет 2000 м.

Сутамская свита (AR_1^2st) представлена однообразной толщей переслаивания:

1 – двупироксен-амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами – 330 м;

2 – пироксен-биотит-амфиболовыми, биотит-пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами с линзами гранат-пироксеновых пород – 170 м;

3 – магнетитсодержащими гнейсами и магнетитсодержащими пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами – 110 м;

4 – биотит-амфибол-плагиоклазовыми и амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами – 360 м;

5 – переслаиванием диопсидовых пород и амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев – 180 м;

6 – амфибол-пироксеновыми и пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами – 450 м.

Суммарная мощность – 1600 м.

Неогеновые образования распространены по северо-западному берегу оз. Большое Токо и в бассейне р. Алгома. Отложения представлены алевритами, супесями, тонкозернистыми песками. Сведения о мощности отсутствуют.

Четвертичные образования слагают долины современной гидросети и представлены аллювием поймы и русла: первой и более высоких террас. Они сложены валунниками, галечниками и песками.

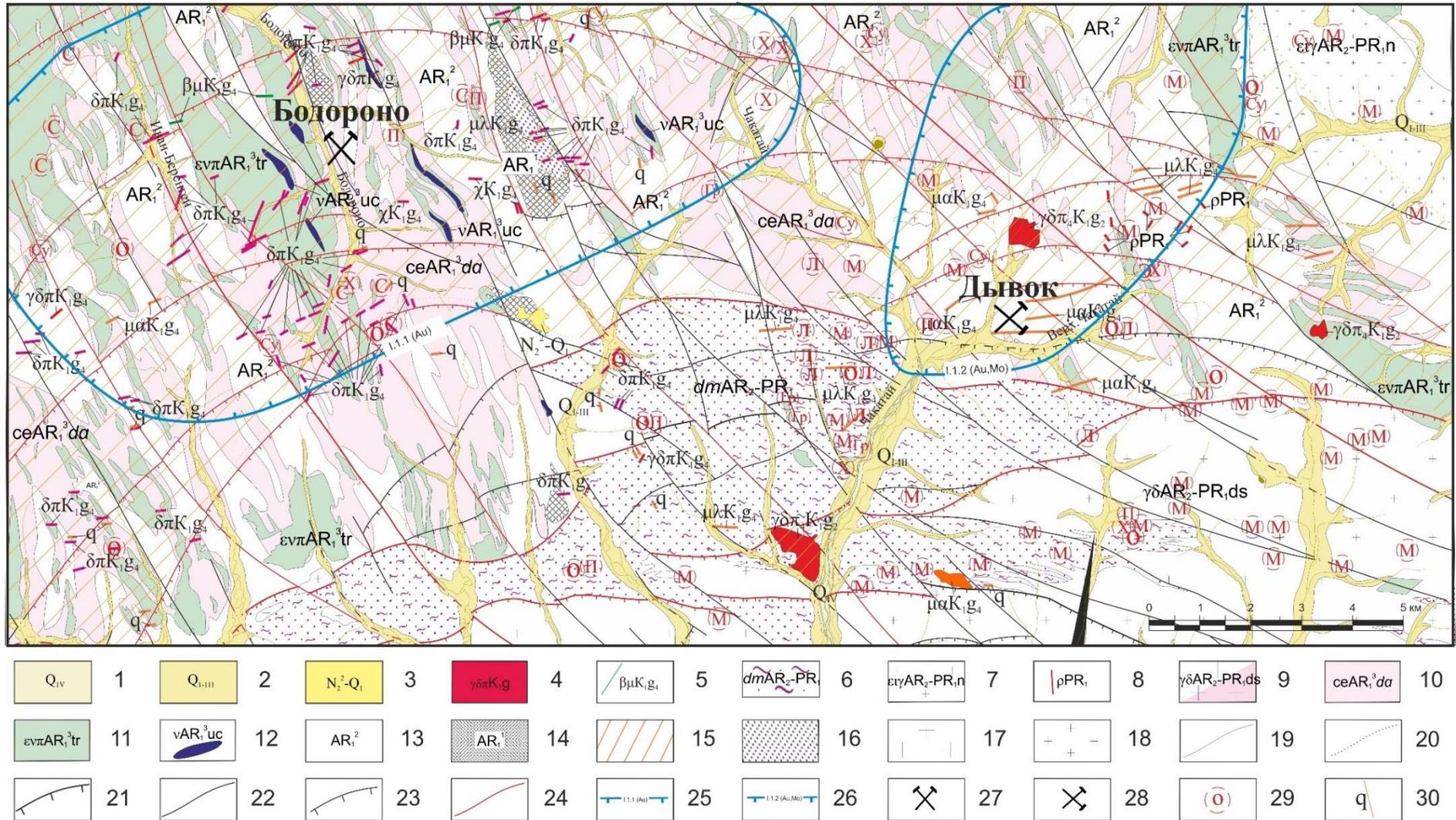


Рис. 2. Фрагмент геологической карты Алгоминского рудного узла (по Соколову, 2012 с изменениями автора).

Масштаб 1:50000.

1 – аллювиальные отложения русел и пойм; 2 – аллювиальные нерасчлененные отложения высоких надпойменных террас (II надпойменная терраса и выше) в долинах древнего заложения; 3 – аллювиальные крупнозернистые пески; 4, 5 – умереннощелочные и щелочные породы кислого, среднего и основного составов; 6 – динамометаморфиты зон разломов (сланцевые и амфиболовые сланцы, микрогнейсы); 7, 8 – граниты, плагиограниты, пегматиты; 9 – абиссолиты и мигма-плутоны плагиогранитов, гранитов, тоналитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов; 10 – граниты; 11 – габбро-нориты; 12 – метаморфизованные габброиды и пироксениты; 13 – гнейсы и плагиогнейсы, кристаллосланцы; 14 – кристаллические сланцы, реже гнейсы с останцами-протрузиями подстилающих эклогитов, эклогитоподобных пород; 15 – площади проявления метасоматических изменений (лиственитизация, березитизация, аргиллизация); 16 – тектонический меланж; 17 – граниты разнозернистые. Тоналиты, гранодиориты массивные, гнейсовидные. Диориты и кварцевые диориты массивные, гнейсовидные; 18 – граниты мелкозернистые; 19 – геологические границы между разновозрастными образованиями; 20 – границы несогласного залегания стратиграфических подразделений; 21 – надвиги; 22 – сдвиги; 23 – сбросы, взбросы; 24 – разломы рудоконтролирующие; 25 – месторождение Бодорно; 26 – рудопоявление Дывок; 27 – находящиеся в разведке; 28 – отработанные; 29 – окварцевание (о), серицитизация (с), эпидотизация (э), хлоритизация (х), пиритизация (п), сульфидизация (Су), лимонитизация (л), гематизация (г), графитизация (Гр), мусковитизация (м); 30 – кварцевые жилы.

Интрузивные образования в пределах изучаемой территории относятся к разновозрастным интрузивным комплексам. По возрасту выделяют ранне-, позднеархейские и раннемеловой.

Раннеархейские комплексы (AR₁) представлены Учурским, Тыркандинским (Бодоронинским) и Древнеалданским.

Учурский комплекс развит на северо-востоке района среди метаморфических образований курультино-гонамской толщи и сложен габбро, габбро-амфиболитами, перидотитами, пироксенитами, горнблендитами и амфиболитизированными пироксенитами. Они образуют согласные тела линзовидной и лентообразной формы мощностью от 0,3 до 0,5 м, до нескольких десятков метров, протяженностью от десятков до нескольких сотен метров.

Перидотиты – меланократовые средне- и мелкозернистые породы с массивной текстурой, изредка встречаются гнейсовидные разности. Структура пород гранобластовая, местами порфиробластовая. По данным (Глуховского, 1974) оливин представлен крупными зернами изометричной формы размером 4x4 мм. Зерна обычно пересечены многочисленными разноориентированными трещинами, по которым минерал замещается серпентином. Гиперстен содержит 83% энстатита, плеохроирует от бледно-зеленого до бледно-розового. Моноклинный пироксен бесцветный и слабоокрашен в зеленый цвет. Представлен диопсидом и авгитом. Замещается роговой обманкой и биотитом. Плагиоклаз по составу отвечает андезин-лабрадору. Роговая

обманка зеленая, развивается по пироксенам. Биотит коричневый и светло-коричневый.

Пироксениты слагают ряд небольших удлиненных в северо-западном, реже субмеридиональном направлении тел. Их поперечные размеры: от первых метров до 100 м. По простирацию они прослеживаются до первых сотен метров. У них крупнозернистая структура и полное отсутствие ориентированного расположения минералов. Цвет пород темно-бурый до черного, темный буровато-зеленый. Размеры слагающих их минералов варьируют от 0,5 до 1,5 см. Они состоят из амфибола (50%), реликтовых зерен моноклинного (30%) и ромбического (5%) пироксенов, магнетита (25%). Амфибол образует псевдоморфозы по короткопризматическим зернам пироксенов, имеет панидиоморфнозернистую структуру. Магнетит занимает цементационное положение, что подчеркивается некоторым округлением зерен амфибола на контакте с ним.

Горнблендиты, состоят из короткопризматических зерен бесцветного амфибола, наполненного по спайности пылевидными включениями магнетита. Также изредка замещается с краев волокнистым бесцветным амфиболом актинолитового ряда, где последний концентрируется в виде гнезд. Порода карбонатизирована. Карбонат развивается на стыке зерен и пятнами замещает породу.

Тыркандинский (Бодоронинский) комплекс развит в северной части района и слагает ряд удлиненных тел, разобщенных гранитизированными породами и гранитоидами архея. Контуры выходов имеют в плане линзовидную либо прихотливую форму. Их поперечные размеры варьируют от первых десятков метров до первых километров. Причем, все тела габброидов выклиниваются в направлении своего удлинения, замещаясь гранитизированными породами (гранулитами, эндербитами и др.). Ориентировка тел габброидов северо-северо-западная. Он представлен габбро-норитами, габбро, норитами метасоматическими, а также

двупироксен-плагиоклазовыми, гиперстен-плагиоклазовыми, гранат-двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами (по габбро).

Среди габброидов выделяются две группы пород: 1) типичные габброиды; 2) кристаллические сланцы (по габброидам). Между этими группами существуют постепенные переходы, описываемые ниже в составе второй группы. Габброиды первой группы не встречаются в непосредственном контакте с гранитизированными породами и гранитоидами. Они окаймляются основными кристаллическими сланцами – породами второй группы. Среди пород первой группы преобладающим развитием пользуются габбро-нориты, а габбро и нориты занимают подчиненное положение.

Для габбро-норитов, габбро и норитов характерно средне-, крупно-, мелкозернистое сложение, массивная и полосчатая структура. Минеральный состав габброидов представлен плагиоклазом 60%, представленный андезином (№ 45-47), пироксеном до 30%, замещенным амфиболом до 5% и акцессорными минералами до 5%.

Породам сланцевого облика присуща полосчатая текстура, обусловленная дифференцированным расположением темных и светлых породообразующих минералов. Однако среди этих пород встречаются небольшие участки в форме неправильных пятен полос и линз массивных габбро-норитов и норитов. Различаются две разновидности основных кристаллических сланцев: 1) гранатовые гранулиты и 2) двупироксен- и гиперстен-плагиоклазовые сланцы.

Древнеалданский комплекс развит исключительно в северной части и сложен гранитами двумя разновидностями: 1) аляскитовыми гранатсодержащими средне-крупнозернистыми, массивными, белыми; 2) аляскитовыми массивными и гнейсовидными, красными. Территориально красные и белые граниты разобщены. Они разделены Тыркандинским разломом. Первые распространены только к северо-востоку от него, вторые – к западу и юго-западу.

Граниты аляскитовые белые и красные слагают ряд массивов, серии небольших пространственно сближенных тел и многочисленные инъекции, и прожилки различной мощности. В плане все тела имеют линзовидную, иногда сложную или жиллоподобную форму и ориентированы в северо-западном, реже в субширотном и субмеридиональном направлениях.

Кроме вышеописанных общих признаков, белые и красные аляскитовые граниты имеют некоторые различия. Для белых аляскитовых гранитов вмещающими породами являются основные кристаллические сланцы архея. Контакты между ними постепенные. Они сложены голубоватым кварцем с небольшим количеством полевого шпата (5-10%), либо кварц-полевошпатовой массой с крупными изометричными кристаллами граната. Для белых гранитов характерно присутствие различного количества граната. Они состоят из микроклина (40%), плагиоклаза (30%), кварца (20%) и граната (10%).

Красные аляскитовые граниты с вмещающими основными породами архея связаны постепенными переходами через зоны мигматизации. Существенным отличительным признаком красных аляскитовых гранитов является присутствие в их составе роговой обманки. Однако, этот минерал является вторичным, и можно предполагать, что первичным был пироксен. Минеральный состав представлен микроклином (40%), плагиоклазом (20%), кварцем (35%) и до 5% амфиболом.

Позднеархейские комплексы (AR₂) представлены Древнесубганским (Древнестановым-Токско-Алгоминским) и Нимнырским комплексами.

Древнестановой комплекс слагает крупный мигмаплутон и располагается в центре района и сложен плагиогранитами, гранитами гнейсовидными, гранито-гнейсами биотитовыми, лейкократовыми. Более мелкие тела гранито-гнейсов отмечаются повсеместно, к югу от зоны Станового разлома, слагая небольшие поля либо субпараллельно общему направлению кристаллизационной сланцеватости, либо сохранившиеся в виде реликтов в массиве гранитоидов Токско-Алгоминского комплекса.

«Древнестановые» граниты неоднородны по составу, структуре и внешнему облику. Окраска их меняется от светло-серой до кремовой и светло-розовой, структура – от мелко- до крупнозернистой. Они слагают линзы и иногда пегматоидные участки неправильной формы. Характерна частая смена текстур от слабо гнейсовидных до штриховато-, линзовидно- и нитевидных полосчатых. По составу среди них можно выделить разновидности, соответствующие плагиогранитам, гранитам нормального ряда, и лейкократовым гранитам.

Плагиограниты состоят из плагиоклаза (45–60%), кварца (30–35%), биотита (5–10%), роговой обманки (0–2%), калиевого полевого шпата (1–10%), граната (0–2%). Граниты нормального ряда отличаются несколько повышенным содержанием калиевого полевого шпата – от 10 до 25%, соответственно количество плагиоклаза в них уменьшается до 40–45%. Лейкократовые граниты состоят из плагиоклаза 50–70%, кварца (20–35%) и калиевого полевого шпата (5–20%), биотита (1–3%). Акцессорные минералы в рассматриваемых гранитоидах представлены гранатом, ортитом, апатитом, магнетитом, титанитом, цирконом и рутилом. Содержание граната находится в прямой зависимости от его количества во вмещающих породах.

Токско-Алгоминский комплекс слагает крупный одноименный массив в бассейнах верховья р. Алгомы. Несколько более мелких массивов обнажаются на севере района. Токско-Алгоминский массив ограничен с севера субширотным Становым глубинным разломом, располагаясь среди регрессивно метаморфизованных и гранитизированных образований Становой области. Форма массива сложная, амёбовидная, границы извилисты.

Токско-Алгоминский массив имеет сложное строение. Среди слагающих его пород выделяется несколько разновидностей, отличающихся по составу, структуре, текстуре и характеру акцессорных минералов.

По составу выделяются серые и светло-серые тоналиты, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты и граниты. По текстурным признакам среди пород массива выделяются полосчатые, гнейсовидные и

почти массивные разности. Гранитоиды массива имеют мелко- средне- и крупнозернистое сложение. Наиболее распространены среднезернистые разности, но на отдельных участках они приобретают порфировидную структуру. Несколько различаются гранитоиды и по набору акцессорных минералов. В большинстве случаев содержание акцессорных минералов не превышает 1%, но на отдельных участках в них отмечается повышенное содержание магнетита – до 2–5%.

Нимнырский комплекс. Гранитоиды Нимнырского комплекса пользуются относительно широким развитием, слагая ряд массивов и пластовых тел на севере района.

Гранитоиды, развитые на севере района, обнаруживают четкую приуроченность к зоне сочленения Станового и Тыркандинского разлома. Все они ориентированы близко к северо-западному направлению, согласному с зоной Тыркандинского разлома.

На территории описываемые граниты слагают небольшие по площади линзовидные или сложной формы тела и жилы, залегающие, в основном, среди гранитоидов Токско-Алгоминского комплекса.

Породы имеют белый, реже – розоватый цвет, мелко- и среднезернистое, иногда – крупнозернистое или пегматоидное сложение. Текстуры массивные и гнейсовидные, изредка – линзовидно-полосчатые. Структуры: гипидиоморфнозернистая, аплитовидная, аллотриоморфнозернистая, grano- и гетеробластовая.

По составу выделяются граниты, адамеллиты и плагиограниты. Состав гранитов: плагиоклаз – 25–30%, калиевый полевой шпат – 25–35%, кварц – 20–35%, биотит – 1–7%, изредка до 10%, роговая обманка – 2–5%. В плагиогранитах плагиоклаз составляет 55–65%, иногда до 80%, калиевый полевой шпат не более 5–10%. Адамеллиты, являясь промежуточными разностями, содержат 15–20% микроклина и 40–45% плагиоклаза. Акцессорные минералы: апатит, рудный титанит, гранат до 3%, монацит,

циркон, ортит. Вторичные минералы: серицит, пелиты, хлорит, эпидот-цоизит, мусковит.

Пегматиты Нимнырского комплекса. Эти породы образуют жилы и небольшие линзовидные тела среди метаморфических образований архейского и раннепротерозойского возраста. Максимальное количество жил наблюдается в экзоконтакте массивов раннепротерозойских массивов Нимнырского комплекса, но нередко они встречаются и на значительном удалении от этих массивов.

Пегматоиды сложены крупными кристаллами (3–10 мм). Это средне- и крупнозернистые массивные породы белого и розоватого цвета. Структура их пегматоидная, гипидиоморфнозернистая, реже – аллотриоморфнозернистая. Среди пегматоидных жил по составу выделяются существенно плагиоклазовые (содержащие 50–100% плагиоклаза и 10–20% калиевого полевого шпата), существенно калишпатовые (плагиоклаза 10–30%, калиевого полевого шпата 40–60%) и гранитные (плагиоклаз 30–40%, калиевый полевой шпат 25–35%). Кварц во всех разновидностях составляет 20–40% породы, биотит или мусковит 2–7%. Плагиоклаз соответствует андезины (№38–40) или олигоклазам (№25–30). Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым или нечеткорешетчатым микроклином. Кристаллы мусковита достигают 1–5 см.

Раннемеловой комплекс (К₁) представлен Гувилгринской ассоциацией и Джелиндаканским комплексом.

Гувилгринская ассоциация представлена многочисленными дайками и 2 небольшими штокообразными телами. Они сложены дайками умереннощелочных и щелочных пород кислого, среднего и основного состава: гранодиорит-порфиров, лампрофиров, в том числе спессартитов, керсантитов; кварцевых диоритовых и диоритовых порфиров, кварцевых порфиров. Распределение даек на данной территории весьма неравномерно. Наибольшее сгущение их наблюдается к югу от Станового разлома, в пределах массива гранитоидов мезозойского возраста и во вмещающих породах.

Дайки диоритовых порфиритов, в большинстве своем пространственно тяготеют к массиву мезозойских гранитоидов, но иногда и встречаются и вдали от него – на севере района. Они представлены биотит-роговообманковыми, роговообманковыми (спессартиты) и биотитовыми (керсантиты) разностями. Обычно это мелкозернистые, реже микрозернистые афировые или порфировые породы серого, темно-зеленого или зеленовато-серого цвета. Фенокристаллы составляют не более 10–20% породы и представлены плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом. Очень редко в фенокристаллах отмечается кварц. Структура пород габбро-офитовая, призматически-зернистая с элементами гипидиоморфнозернистой, изредка – интерсертальная. Состав: плагиоклаз – 50–70%, роговая обманка и биотит – 30–45%, пироксен – 0–5%, кварц – 0–5%. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, титанит, циркон.

Кварцевые порфиры – кремовые, светло-серые, иногда почти белые породы порфировой или афировой структуры. В кварцевых порфирах вкрапленники составляют от 5 до 30% породы и представлены преимущественно кварцем и водяно-прозрачными кристаллами плагиоклаза, реже – биотитом. Структура основной массы – микрофельзитовая, фельзитовая, псевдосферолитовая.

Джелиндаканский комплекс представлен штоками и этмолитами гранодиоритов, гранодиорит-порфиром.

Штокообразные тела, сложенные гранодиорит-порфирами, расположены на севере района. Дывокский шток в плане имеет субизометричные, трапециевидные очертания. Второй шток гранодиорит- и гранит-порфиром расположен восточнее и имеет в плане треугольную форму и определяется разломами северо-восточного, северо-западного и субширотного направления. Характерной особенностью обоих штоков является интенсивная гидротермальная переработка слагающих их пород.

Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры – это светло-серые, зеленовато-серые и кремовые порфировые породы, количество вкрапленников

в которых составляет от 30 до 80%. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, биотитом, реже, калиевым полевым шпатом. Основная масса состоит из мелких зерен плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата.

Тектоника. Исследуемая территория характеризуется сложным строением. Он располагается на стыке крупных тектонических элементов, таких как Алданский щит и Становая область, Становой и Тыркандинский глубинные разломы.

Становой глубинный разлом, описанный Ю.К. Дзевановским (1958) и Ю.Б. Казминым (1962), протягивается более чем на 1300 км в субширотном направлении от р. Витим на восток до верховьев р. Учур. На западе он сливается с системой северо-западных разломов, контролирующих многочисленные тектонические впадины, а на востоке переходит в тектоническую зону, ограничивающую с запада Джугджурский прогиб. Становой разлом разделяет две крупнейшие структуры – Алданский щит и расположенную южнее Становую область. Он выражен широкой зоной кулисообразно расположенных разрывных нарушений, сопровождающихся милонитами и диафторитами. К Становому разлому приурочены архейские габбро-анортозиты, раннепротерозойские шовные прогибы, мезозойские наложенные впадины и центры излияния кайнозойских базальтов.

Тыркандинский разлом прослежен более чем на 600 км. Он рассекает Алданский щит с северо-запада на юго-восток от устья р. Тимптон до верховьев р. Алгомы, где сочленяется с субширотной зоной Станового разлома. Геологически зона Тыркандинского разлома выражена широкой системой сближенных и кулисообразно расположенных дизъюнктивов, контролирующих размещение нижнепротерозойских трогов и мезозойских «грабенов», гранитоидов и основных интрузий архейского, протерозойского, палеозойского (?) и мезозойского возрастов.

Тектоника части Алданского щита. В той части Алданского щита, которая расположена в пределах рассматриваемой территории выделяются

два структурных этажа. Нижний образован кристаллическими структурно-вещественными комплексами архея, верхний сложен нижнепротерозойскими терригенно-вулканогенными образованиями трогового комплекса.

Особое тектоническое положение занимают мезозойские и более молодые структуры в пределах юга Алданского щита, в том числе и на рассматриваемой территории. Это структура этапа мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, охватившей смежную область Становика, где наиболее широко проявился мезозойский магматизм и орогенез.

Нижний структурный этаж. Кристаллические комплексы этого этажа слагают два разнородных поля. Одно из них почти полностью образовано архейскими метавулканитами и располагается к востоку от Тыркандинского разлома; второе сложено продуктами архейской габброизации и гранитизации архейского субстрата и занимает площадь к западу от этого разлома. Восточное поле, относится к внешней, а западное к внутренним частям района сочленения Станового и Тыркандинского разломов.

Верхний структурный этаж. Образования вулканогенно-терригенной и терригенно-карбонатной формации трогового комплекса (нижний протерозой) локализуются в узких тектонических клиньях и приурочены в пределах щита, главным образом, к осевой зоне Тыркандинского глубинного разлома. В долине р. Алгомы, располагаются тектонические блоки, заключающие плавно изогнутые, смятые в простые складки реже крутопадающие пласты тонко чередующихся мраморов, слюдистых сланцев и кварцитов.

Структуры мезо-кайнозойского этапа тектоно-магматической активизации. К этим структурам относятся: узкая грабенообразная депрессия, выполненная нижнеюрскими молассоидными отложениями, штоки и дайки мезозойских гипабиссальных малых интрузий, а также трещинные тела и покровы кайнозойских базальтов.

Юрские отложения слабо метаморфизованы. Унаследованность развития этой мезозойской структуры, трассирующей древнейший разлом и совпадающей с раннепротерозойским трогом не вызывает сомнений.

Дайки мезозойских гипабиссальных пород, развитие вблизи Тыркандинского разлома, выполняют серию крутопадающих, часто кулисообразно расположенных трещин. Основная часть даек ориентирована в северо-западном направлении, согласно направлению Тыркандинского разлома.

Юрские отложения прорваны трещинными телами кайнозойских базальтов, которые образуют также небольшие покровы.

Тектоника части Становой области. Становая область – крупная подвижная структура – представляет собой линейную зону высокой магматической проницаемости, отличающейся длительной активностью тектонической жизни (от архея до кайнозоя), воздыманием земной коры в процессе интенсивного магматизма, направленностью и унаследованностью геологического развития, специфичностью геологических формаций (от полиметаморфических кристаллических образований, гранито-гнейсов и плагиогранитов до гранитов с повышенной основностью и вулканитов андезито-липаритового состава), гетерогенностью (Глуховский, 1974).

Современная структура части района, располагающийся в пределах орогенно-магматической системы была сформирована в результате процессов тектоно-магматической активизации двух основных орогенно-магматических эпох – раннепротерозойской и мезо-кайнозойской.

Структуры раннепротерозойской эпохи тектоно-магматической активизации. Эти структуры образованы соответствующими по возрасту вещественными комплексами, развитыми по более древнему архейскому субстрату, признаки вещественного состава которого сохраняются лишь в реликтах.

Основной структурной единицей, рассматриваемой части района, является эллипсовидный мигма-гранитный (гранито-гнейсовый) купол и обрамляющие его реоморфические структуры, образованные мигматитами и гнейсами Станового комплекса. В целом гранито-гнейсовый купол, в строении которого принимают участие образования мигматит-плагиогранитовой, гранит-гранодиоритовой и гранитовой формаций, можно рассматривать как гигантский гетерогенный гранито-гнейсовый «гриб».

Внутренняя структура Станового комплекса к востоку от осевой зоны не отличается какой-либо закономерной сменой анти- и синформных складок. Главная структура, обрамляющая купол, местами осложняется флексуорообразными перегибами и гранито-гнейсовым полем, характеризующимся хаотичным внутренним строением.

Структуры мезозойской эпохи тектоно-магматической активизации.

В пределах рассматриваемой территории структуры этой эпохи представлены плитообразными массивами позднеюрских-раннемеловых гранитоидов, реликтами пологозалегающих вулканогенных образований нижнего мела и поясами раннемеловых даек, трассирующих сближенные разломы и зоны повышенной магматической проницаемости.

Переходная зона (Алдано-Становой щит). Переходная зона совпадает с зонами Станового и части Тыркандинского разлома. В пределах рассматриваемой территории ее северная и северо-восточная граница проводится условно по серии субширотных разломов. Южная граница зоны проводится также по одному из крупнейших разломов, который контролирует размещение трогового комплекса в верховьях р. Алгома, ограничивает распространение раннепротерозойских гранитоидов к северу.

По существу, переходная зона представляет собой мегатектонит, когда отдельные блоки слабоизмененных пород, сохранивших свой первоначальный облик и структуру, как бы обтекаются узкими линейными полосами бластомилонитов, переходящих местами в сплошное линейное поле.

1.3.1. Месторождение Бодороно

Месторождение Бодороно находится на левобережье верхнего течения р. Агинок правого притока Нуям (рис. 3, 4). Оно расположено на территории Алгоминского блока Тыркандинской зоны тектонического меланжа, во фронтальной части Станового надвига.



Рис. 3. Долина р. Бодороно в верхнем течении. Вид на северо-восток с абсолютной отметкой 1655,2 м.



Рис. 4. Долина р. Бодороно в среднем течении. Вид с левого борта.

Месторождение сложено толщей переслаивания докембрийских основных кристаллосланцев, гнейсов (метабазитов), кварц-полевошпатовых

мигматитов (гранито-гнейсов), диопсидовых кальцифиров и гранат-кварц-полевошпатовых пород (гранулитов) (рис. 5). Породы смяты в сжатые изоклинальные складки общего северо-западного с отклонением до субмеридионального простирания (290° - 350°), прорваны многочисленными раннемеловыми дайками долеритов – диоритовых порфиритов, лампрофиров. По составу, это субщелочные дайки средне-основного состава (габбро, габбро-диориты, диориты), мощностью 0,5–1,0 м, представляющие собой линзовидные непротяженные тела, с четкими резкими контактами и крутым падением и выполняют трещины северо-восточного простирания и пересекают кварцевые жилы. Падение контактов даек, как правило, крутое.

Общий структурный план месторождения определяется системой правосторонних сдвиго-взбросов северо-западного (310 – 350°) простирания, формирующих мощную зону тектонического меланжа, осложненную системой более поздних субширотных (70 – 80°) и северо-восточных (40 – 60°) ступенчатых взбросов.

На месторождении метаморфические и магматические породы в разной степени березитизированы и лиственитизированы, макроскопически это выражено в повсеместной хлоритизации железистых минералов, эпидотизации даек и приобретении породами характерного зеленоватого цвета. На участках наибольшей тектонической подвижности, вблизи плоскостей срывов, вмещающие породы кливажированы, милонитизированы, рассланцованы до тектонитов. Кварцевые жилы, сосредоточены 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.

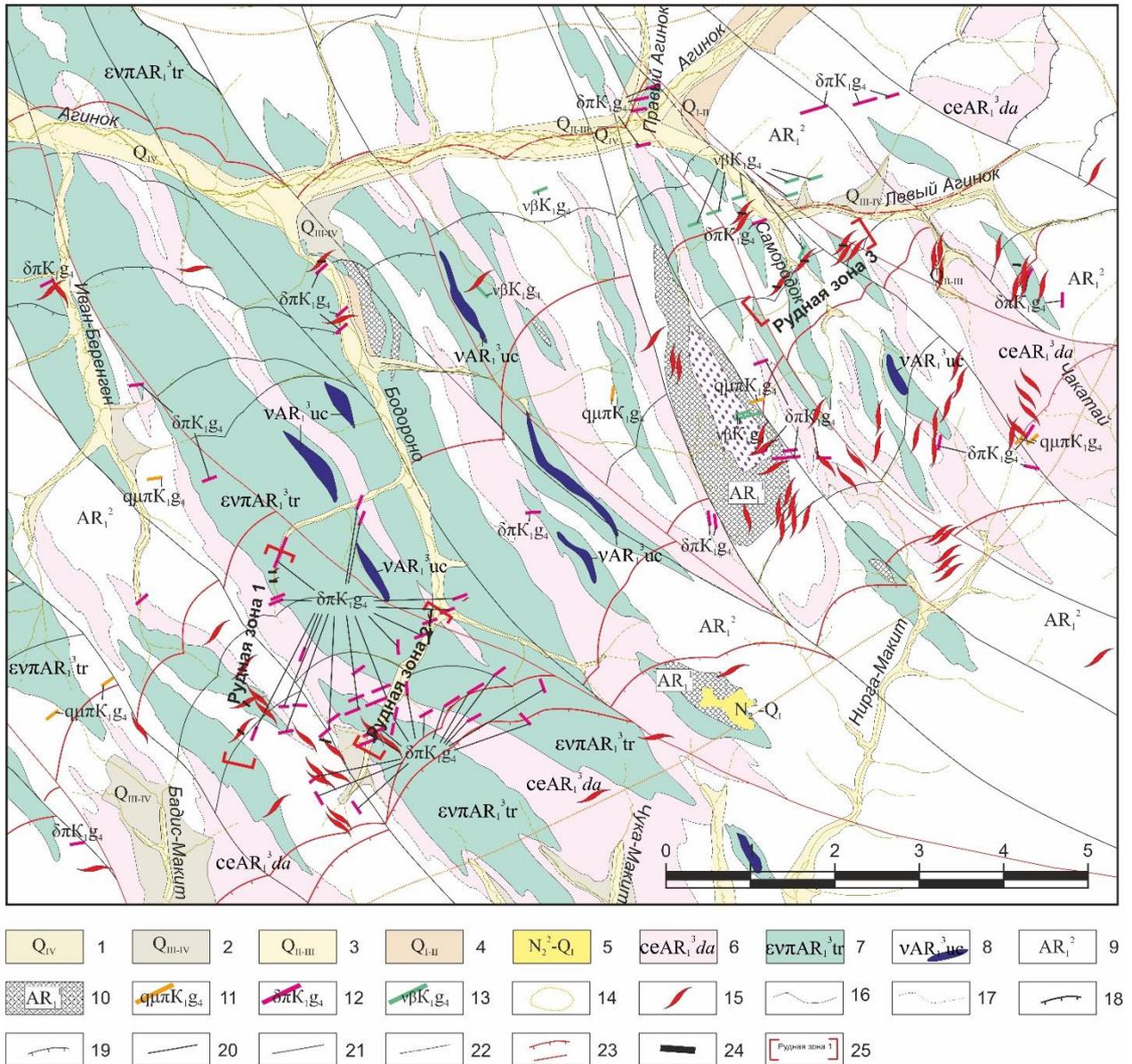


Рис. 5. Геологическая карта месторождения Бодороно (по Соколову, 2012 с изменениями автора). Масштаб 1:25000.

1 – голоценовые аллювиальные отложения русел, низкой и высокой пойм, I надпойменной террасы; 2 – верхнеплейстоцен-голоценовые делювиально-солифлюкционные, делювиально-пролювиальные отложения; 3 – верхнеплейстоцен-голоценовые аллювиальные и флювиогляциальные отложения I и II надпойменной террас; 4 – верхнеплейстоценовые аллювиальные и флювиогляциальные отложения II-III надпойменной террас; 5 – структурно-вещественный комплекс. Рифтогенный. Верхнеплеоценовые-раннеплейстоценовые отложения; 6 – граниты аляскитовые голубокварцевые, гранатсодержащие средне-, крупнозернистые, массивные, белые ($ceAR_1^3 da$); 7 – метадиабазы умереннощелочных и щелочных пород (габбро-нориты, габбро, нориты) ($envAR_1^3 tr$); 8 – силлы метаморфизованных габброидов, габброамфиболитов, ортоамфиболитов и пироксенитов ($vAR_1^3 uc$); 9 – гранулитогнейсовый цоколь (AR_1^2); 10 – меланократовый фундамент; 11 – дайки кварцевых порфиров, кварцевых монциодорит-порфиров, гранодиорит-порфиров; 12 – дайки диорит-порфиров, спессартитов; 13 – дайки долеритов, долеритовых порфиритов; 14 – березитизированные породы; 15 – кварцевые жилы; 16 – геологические границы, достоверные; 17 – геологические границы, предполагаемые; 18 – главные взбросо-надвиги, взбросы; 19 – второстепенные взбросо-надвиги, взбросы, сбросы; 20 – главные сдвиги, сдвиго-взбросы; 21 – второстепенные сдвиги, сдвиго-взбросы; 22 – нарушения под вышележащими отложениями; 23 – рудоконтролирующие нарушения; 24 – канавы; 25 – рудоносные участки.

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 выделено 3 рудные зоны с содержаниями золота отвечающим промышленным кондициям (рис. 6). Две из них имеют субмеридиональное север-северо-восточное простирание 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 прослежена в верховье р. 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, имеющих субмеридиональное простирание. Мощность рудных тел колеблется от 0,25–1,2 м. Среднее содержание золота 14 г/т.

Рудная зона 3 прослежена 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.

1.3.2. Рудопроявление Дывок

Рудопроявление Дывок находится в верховьях р. Чакатай, левого притока р. Алгома и приурочено к фронтальной части Станового надвига (рис. 6, 7). Структурный план рудопроявления определяется пересечением систем широтных и меридиональных разломов.

Вмещающие породы представлены гранито-гнейсами, гранат-полевошпатовыми гнейсами и аляскитовыми гранитами джелтулинской серии (рис. 8). Кристаллический фундамент в центре участка прорван штоком раннемеловых гранодиорит-порфиров, на водоразделах и склонах многочисленными умереннощелочными дайками основного, кислого и среднего состава. Мощность даек от 10 см до 3 м, протяженность от 1–10 м. Гидротермальные образования концентрируются преимущественно внутри штока и по узким, различно ориентированным зонам на 1,5–2 км выходят за его пределы.



Рис. 6. Панорама «Дывокского цирка». Вид на север.

Рис. 8. Геологическая карта рудопроявления Дывок (по Соколову, 2012 с изменениями автора). Масштаб 1:10000.

1 – голоценовые аллювиальные отложения русел, низкой и высокой пойм, I надпойменной террасы; 2 – верхнеплейстоцен-голоценовые делювиально-солифлюкционные, делювиально-пролювиальные отложения; 3 – верхнеплейстоцен-голоценовые аллювиальные и флювиогляциальные отложения I-II надпойменной террас; 4 – граниты аляскитовые, голубокварцевые, гранатсодержащие средне-, крупнозернистые, массивные, белые ($ceAR_1^3da$); 5 – метадиабазы умереннощелочных и щелочных пород (габбро-нориты, габбро, нориты) ($evlAR_1^3tr$); 6 – гранулитогнейсовый цоколь (AR_1^2); 7 – меланократовый фундамент; 8 – дайки гранодиорит-порфиров; 9 – дайки диорит-порфиритов, спессартитов, долеритов и долеритовых порфиритов; 10 – дайки кварцевых порфиров, кварцевых монцодиорит-порфиров, гранодиорит-порфиритов; 11 – гранодиорит-порфир; 12 – милониты; 13 – березиты; 14 – взбросо-сдвиги, взбросы, выходящие на поверхность; 15 – взбросо-надвиги, взбросы скрытые под вышележащими отложениями; 16 – сдвиги, сдвиго-взбросы выходящие на поверхность; 17 – сдвиги, сдвиго-взбросы скрытые под вышележащими отложениями; 18 – минерализованные зоны и жильные тела с кварц-пиритовой минерализацией; 19 – минерализованные зоны и жильные тела с кварц-арсенопирит-полиметаллической минерализацией; 20 – минерализованные зоны и жильные тела с кварц-молибденит-пиритовой минерализацией; 21 – рудоносные участки.

Оруденение контролируется системами разрывных нарушений северо-восточного субширотного простирания, взбросами ($60-80^\circ$), наложенными на более ранние разрывные структуры субмеридионального простирания, которые являются рудолокализующими. В пределах рудопроявления выделяются три сравнительно мощные (10–20 м) зоны меридиональных разломов, причем две из них ограничивают с запада и востока шток гранодиорит-порфиров. К зонам меридиональных разломов приурочены участки развития калишпат-кварцевых метасоматитов, с которыми связаны жилы золотоносного кварца. К оперяющим разрывным нарушениям – трещинам скола и отрыва северо-восточного и северо-западного направления приурочены дайки. Рудные зоны сложены жилами и прожилками кварцевого, кварц-сульфидного, кварц-карбонат-баритового и карбонат-баритового состава и вмещающими их калишпат-кварцевыми метасоматитами, березитизированными и аргиллизированными породами. Мощность кварц-сульфидных жил и прожилков от 5 до 0,4 м и прослеживаются до 60 м. Мощность зон дробления с кварц-карбонатными жилами до 3 м. Жилы кварца, часто приурочены к зальбандам даек. Всего выделено 6 рудных зон.

Рудная зона 1 отмечена с юго-востока на северо-запад, с абсолютной отметкой 1616,3 м, где выявлено рудное тело «Жила Полиметаллическая». Оно расположено в левом борту руч. Полиметаллический, правого притока р.

Правый Дывок. Представлено кварц-сульфидными жилами в экзоконтактах лежачего и висячего бока дайки долеритов. Мощность жил 0,1–0,2 м, иногда достигает до 0,5 м. Простираие субмеридиональное, север-северо-западное, протяженность 1300 м. Вмещающие породы представлены кварц-калишпатовыми метасоматитами. Среднее содержание золота 2,7 г/т.

Рудная зона 2 расположена на западном фланге в правом борту Дывокского цирка, с абсолютной отметкой 1630,6 м. Простираие меридиональное, субмеридиональное север-северо-западное, протяженность 2000 м. Объединяет рудное тело «Жила Арсенопиритовая», которое расположено в истоках р. Арсенопиритовый, правый приток р. Правый Дывок. Представлено кварц-сульфидной жилой, мощностью 0,2–0,3 м. Простираие рудного тела 350°. Вмещающие породы представлены гранат-биотитовыми гранито-гнейсами. Среднее содержание золота 2,26 г/т.

Рудная зона 3 находится в центральной части рудопроявления. На северо-западном фланге сопряжена с рудной зоной 2, на юго-восточном фланге открыта с абсолютной отметкой 1783,8 м в левом борту Дывокского цирка. Простираие 310–330°. Общая протяженность 1500–1700 м. Объединяет рудное тело 3, расположенное в левом борту р. Молибденитовый, правом притоке р. Правый Дывок. Оно представлено минерализованной зоной дробления с сульфидно-кварцевой минерализацией, приуроченной к юго-западному контакту небольшого штока березитизированных гранодиорит-порфиров и биотитовых милонитов. Зона выполнена глинизированными аргиллизитами по гранодиорит-порфирам. Общая мощность зоны от 1–2 м. Простираие на северо-запад 300–310°. Среднее содержание золота 0,8 г/т.

Рудная зона 4 встречена в правом борту р. Арсенопиритовый. Простираие зоны юго-восточное – северо-западное 320–330°. На северо-западном фланге сопряжена с рудной зоной 2. На юго-восточном фланге, в районе устья руч. Сюрприз, зона сопряжена с рудной зоной 1. Общая протяженность 2200 м. В ее пределах обнаружены кварц-сульфидные жилы и

прожилки. Вмещающим субстратом являются кварц-калишпатовые метасоматиты. Среднее содержание золота 0,25 г/т.

Рудная зона 5 выделена в северной части рудопроявления. Общая протяженность 2200–2400 м. Простирается 290–330°. В центральной части, вмещает зоны кварцевого прожилкования. Вмещающие породы представлены биотитовыми гранито-гнейсами и березитизированными гранодиорит-порфирами. Среднее содержание золота 0,18 г/т.

Рудная зона 6 расположена в центральной части рудопроявления, внутри штока гранодиорит-порфиров. Простирается зоны широтное, протяженность 700 м. На западе примыкает к рудной зоне 1, на востоке сочленяется с рудной зоной 3. Предшественниками вскрыты березитизированные гранодиорит-порфиры со средним содержанием золота 1,6–2,8 г/т.

Глава 2. Методы исследования

2.1. Минералогическое исследование

Минераграфическое описание аншлифов (78 шт) проводилось на рудном микроскопе Jenavert SL 100 при 160 и 320 кратном увеличении. Фотосъемка аншлифов проводилась с помощью цифрового фотоаппарата Olympus Camedia C-50 ZOOM.

Химический состав минералов изучался при помощи сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 20 с Si полупроводниковым детектором (РЦ СПбГУ «Геомодель»). Обработка результатов программного обеспечения: Hitachi S-3400N Scanning Electron Microscope», версия 7.3, «INCA Energy 350», версия 5.05 и «Aztek 2.2 SP1». Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 1.8 нА. Продолжительность непосредственного накопления спектра составляла 30 сек. Для стандартизации использовались стандарты природных минералов и стекол. Итерационная поправка на средний атомный номер, поглощение и вторичную флюоресценцию вводилась в автоматическом режиме по модели XPP-коррекции INCA Energy 350, версия 5.05, Oxford Instruments. Для оптимизации условий измерения (приведения условий анализа к условиям измерения стандартов) использовался металлический кобальт. Аналитики Н.С. Власенко, В.В. Шиловских. Также анализы проводились с помощью аналогичного сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford Instruments (ИГАБМ СО РАН). Количественный анализ и обработка результатов проводились по методу XPP в программном обеспечении Software INCA Energy версии Oxford Instruments INCA the microanalysis Suite Issue 4.17. Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.07 нА, время набора спектра при количественной оптимизации на кобальте и образцах - 10 сек. Локальность

анализа определяется размером области генерации рентгеновского излучения, которая достигает величины 5 мкм и более в зависимости от среднего атомного номера образца. Погрешность определения основных элементов составляет 1–1.5%. Предел обнаружения для большинства элементов составляет 0.1–0.2%. Разрешение в режиме получения изображения SEI.BES – 3.5 нм, разрешение рентгеновского спектрометра – 129 эВ. Аналитические линии: Bi – M_α; Te, Pb, Ag, Sb, S – L_α; Cu, S – K_α; эталоны: CuSbS – Cu, Sb, S; Bi₂S₃ – Bi; HgTe – Hg, Te; FeAsS – As; Ag – 100%). Методика количественного анализа сульфидов методом ЭДС приведено в литературе (Рид С. Дж. Б, 2008). Аналитики С.К. Попова, Н.В. Христофорова.

2.2. Исследования флюидных включений

Флюидные включения в кварце изучались методами криометрии, термометрии и рамановской спектроскопии. Для исследования использовались двусторонне-полированные пластинки толщиной 0,3–0,5 мм.

Микротермометрические исследования флюидных включений (ФВ) проводились в РЦ СПбГУ «Геомодель» на микротермокамере THMSG-600 фирмы Linkam (Великобритания) с использованием оптического микроскопа Olympus VX53F (Япония) с набором длиннофокусных объективов и в лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН с аналогичной термокриокамерой, установленной на оптическом микроскопе Olympus VX51. Исследования проводились в диапазоне температур от -196 до +600 °С, точность измерения составила 0.1–0.3 °С в интервале температур +60 до -60 °С и 1.0–5 °С за пределами данного интервала. Для охлаждения пластинок в криокамере использовался жидкий азот. Концентрация и солевой состав включений изучались методом криометрии (Ермаков, Долгов, 1950; Реддер, 1978; Пизнюр, 1986; Мельников и др., 2008). Состав солей ФВ определялся по температуре эвтектики (T_{эвт}) (Борисенко, 1977). Концентрация солей рассчитывалась по температуре плавления льда (T_{пл.льда}) на основе данных для системы NaCl–H₂O (Bodnar, Vityk, 1994). Давление оценивалось по

пересечению изотермы и изохоры (Калюжный, 1982) для сингенетических газовой-жидких и углекислотно-водных включений системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, и в том случае, когда в составе газовой фазы ФВ вместе с CO_2 присутствуют CH_4 и N_2 , давление и плотность флюида оценивают по системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$ (Thiery et.al., 1994). Температура гомогенизации включений изучалась методом термометрии (Ермаков, Долгов, 1950; Реддер, 1978; Пизнюр, 1986; Мельников и др., 2008).

Состав газовой фазы включений в кварцах определялся с помощью метода рамановской спектроскопии на КР-спектрометре Horiba Lab Ram HR 800 (РЦ СПбГУ «Геомодель»). Спектрометр юстируется по кремниевой пластинке, имеющей рамановскую частоту на 520.7 см^{-1} . Источником возбуждения служит аргоновый лазер с частотой генерации 514.5 нм и мощностью до 50 мВт. Точность измерений составляет 1 см^{-1} . Аналитик В.Н. Бочаров. Также исследования проводились на аналогичном спектрометре в ИГМ СО РАН. Спектрометр имеет полупроводниковый детектор с твердотельным лазером с длиной волны 514 нм, мощностью 100 мВт. Диаметр сфокусированного лазерного луча составлял 1.5 мкм. Обработка спектров проведена с помощью программы Origin 6.1.

2.3. Изотопно-геохимические исследования

Для решения вопроса об источниках вещества золоторудной минерализации были проведены Pb-Pb и S изотопно-геохимические исследования сульфидов руд.

Изотопный состав свинца. Аналитические исследования проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН.

Изотопный состав Pb анализировался в монофракциях галенита, пирита, сфалерита, халькопирита и пирротина в навеске 10 мг, чистота материала не ниже 95%. Монофракции сульфидов предварительно выщелачивались на тёплой плитке в течении 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 течении 2 часов. Галениты растворялись в 5N растворе соляной кислоты. После этого раствор доводился до концентрации Pb приблизительно 200–400 нанограмм/мкл. 2 микролитра полученного раствора наносились непосредственно на рениевую ленту без пропускания через ионообменную смолу. Химическое выделение Pb из сульфидов проводилось 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% (2σ). Изотопный состав Pb измерялся в одноленточном режиме на рениевых 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 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышают 0.03%, 0.03% и 0.05% соответственно. Аналитик В.М. Саватенков.

Изотопный состав серы. Изотопный анализ серы проводился в Центре коллективного пользования Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

Анализировались навески пирита, пирротина и сфалерита, соответствующие массе ~20 мг. Подготовка проб к анализу проведена с использованием элементного анализатора FlashEAHT 1112 при 1020° в конфигурации S по стандартному протоколу конвертирования серы сульфидов в SO₂. Измерение изотопных отношений ³⁴S/³²S проведено на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Scientific, Germany) в режиме непрерывного потока гелия. Измерения выполнены относительно лабораторного

стандартного газа SO₂, калиброванного по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-127. Для калибровки аналитической системы в ходе выполнения анализов использовали вышеуказанные международные изотопные стандарты. Результаты измерений представлены в общепринятой форме: $\delta^{34}\text{S} = (\text{R}_{\text{образец}}/\text{R}_{\text{стандарт}} - 1)$ и выражены в (‰), где R_{образец} и R_{стандарт} - отношение ³⁴S/³²S в образце и стандарте, соответственно. Воспроизводимость результатов $\delta^{34}\text{S}$ составляла ±0.1‰ (1σ) для стандартов и образцов. Результаты измерений $\delta^{34}\text{S}$ даны в отношении к международному стандарту VCDT. Аналитик Т.А. Веливецкая.

2.4. Изотопно-геохронологические исследования

Re/Os метод. С целью определения возраста рудной минерализации была предпринята попытка Re/Os изотопного датирования.

Re/Os датирование проводилось в Центре Изотопных Исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург). Для анализа были отобраны монофракции арсенопирита, пирита и халькопирита, массой 200 мг. Растворение минералов осуществлялось в прямой и обратной царской водке с химической сепарацией осмия и рения с использованием бромовой экстракции, микродистилляции и жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом (Birck et al., 1997). Содержание рения и осмия в сульфидах определялось методом изотопного разбавления с использованием смешанного изотопного индикатора ¹⁸⁵Re-¹⁹⁰Os, который добавлялся к навеске сульфида до разложения пробы.

Измерения изотопного состава и концентрации рения производится на многоколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Neptune (ThermoScientific) в режиме низкого разрешения. Для коррекции измеренных изотопных отношений рения на масс-фракционирование в приборе используется онлайн нормализация по отношению изотопов иридия ¹⁹¹Ir/¹⁹³Ir = 0.592579. Точность измерения изотопного отношения ¹⁸⁵Re/¹⁸⁷Re в течение сессии должна быть не хуже, чем 0.5%.

Изотопный состав осмия измеряется в отрицательно-заряженных ионах на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton TI (ThermoScientific) на умножителе в динамическом режиме регистрации ионных токов. Для оффлайн коррекции измеренных изотопных отношений на масс-фракционирование в приборе используются величины природных отношений изотопов $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 3.083$, $^{17}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0003835$, и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0020349$. Для оперативного контроля правильности учета изотопного фракционирования используется стандартный раствор DROsS с известным соотношением изотопов, среднее отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для этого стандарта при проведении измерений составляет 0.160928 ± 0.000029 (n=7).

Оценка воспроизводимости применяемой методики производится на основании систематического измерения изотопного состава и содержания международного стандарта серпентинита UB-N (Meisel et al., 2003).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод. Для установления возраста оруденения нами были проведены геохронологические исследования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование выполнялось в Институте геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева. Для анализа были отобраны вручную под биноклем мономинеральные фракции светлых слюд (мусковит, серицит), размером 0,25–0,15 мм. Навески фракций, совместно с мусковитом МСА-11, используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Мусковит МСА-11, подготовленный в ВИМС в 1988 году как стандартный образец К/Ar-образец, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Vern-т, биотита LP-6 (Baksi et.al., 1996). В качестве интегрального возраста мусковита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Затем пробы облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом университете. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе

с печью внешнего прогрева (Травин, 2009; 2016). Холостой опыт по ^{40}Ar не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистку Ar производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре Noble gas 5400 (Micromass, Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблице и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

Глава 3. Минеральный состав руд

3.1. Текстурно-структурные особенности руд Алгоминского рудного узла

Текстурно-структурная характеристика руд позволяет выявить возрастные взаимоотношения между минералами, а также установить последовательность минералообразования для определения условий образования месторождений (Бетехтин и др., 1958). Изучение текстур и структур руд проводилось с помощью оптического метода исследований.

На *месторождении Бодороно* встречаются следующие текстуры руд: прожилково-вкрапленная и прожилково-гнездовая, представленные, в основном, пиритом реже пирротинном, галенитом, сфалеритом, теллуридами висмута, самородным золотом и карбонатом в кварце 3 генераций (рис. 9А, Б) (Анисимова, Соколов, 2014; Кардашевская и др., 2020; Кардашевская, Пономарева, 2021). Данные текстуры редко встречаются самостоятельно, в основном, образуют смешанные агрегаты. Они образовались в результате заполнения сульфидами пор дробления, выщелачивания, заполнения пустот и трещин в жильном кварце.

В прожилково-вкрапленных и прожилково-гнездовых текстурах вышеперечисленные сульфиды представлены, в основном, агрегатами неправильных и изометричных форм размером от нескольких мм до 1 см.

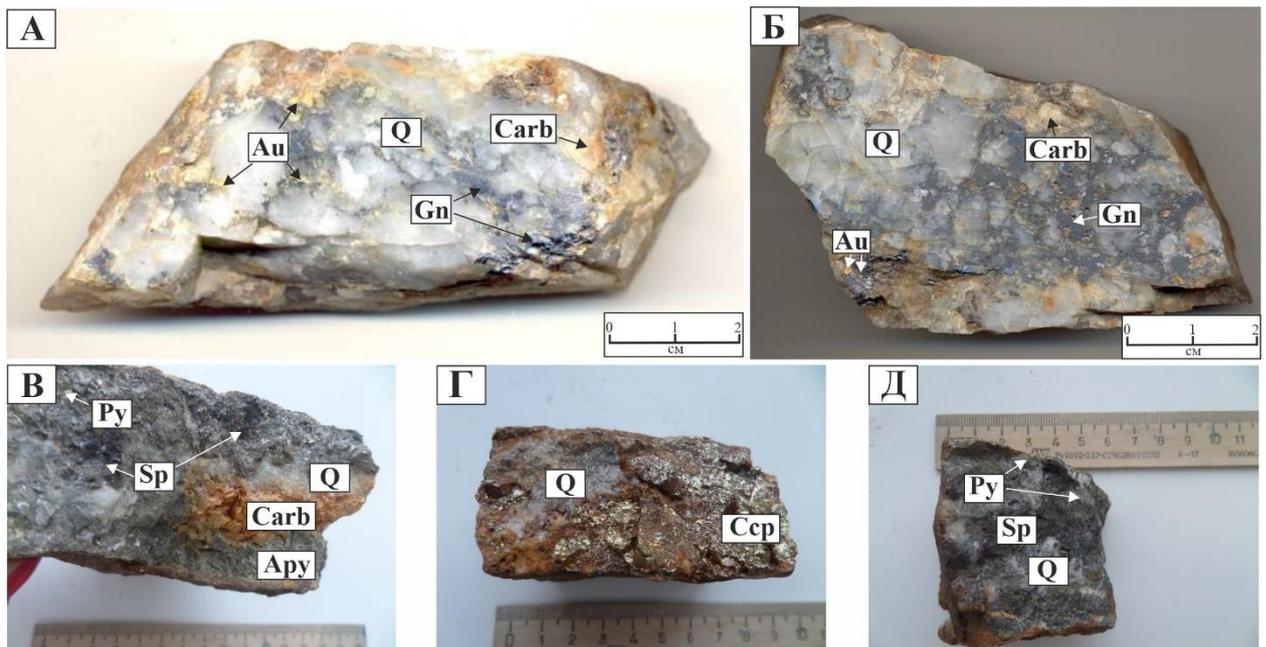


Рис. 9. Текстуры руд Алгоминского рудного узла. Месторождение Бодороно. А, Б – прожилково-вкрапленное и прожилково-гнездовое развитие мелко-, среднезернистого агрегата галенита, вкрапленности самородного золота и прожилков в кварц-карбонатном прожилке. Рудопроявление Дывок. В, Д – прожилково-вкрапленные выделения арсенопирита, пирита, сфалерита в кварц-карбонатном прожилке, Г – прожилок массивного халькопирита с кварцем.

На месторождении проявлены равномернозернистые структуры, представленные следующими разновидностями: аллотриоморфнозернистыми, присущими галениту, гипидиоморфнозернистыми характерными сфалериту, пирротину и теллуридам висмута и идиоморфнозернистыми, свойственными пириту.

На *рудопроявлении Дывок* преобладают прожилково-вкрапленные и массивные текстуры руд, сложенные карбонатом и различными сульфидами в кварце 2 генераций (рис. 9 В–Д) (Анисимова и др., 2017; Кардашевская и др., 2021). Прожилковая текстура характеризуется крупно-, среднезернистым арсенопиритом, пиритом и сфалеритом до 2 см в мелкозернистом кварце с линзой карбоната. Арсенопирит приурочен к зальбандам кварцевого прожилка. Массивная текстура представлена крупнозернистым халькопиритом с подчиненным количеством сахаровидного кварца.

Среди структур на рудопроявлении преимущественно развиты аллотриоморфнозернистые, представленные сфалеритом, халькопиритом, самородным золотом и теллуридами, гипидиоморфнозернистые, наиболее характерные для арсенопирита, идиоморфнозернистые, свойственные для пирита. Также иногда наблюдаются: колломорфные, представленные пиритом, концентрически-зональные, присущие для пирита и нерудных минералов по зонам, и замещения, где пирит разъеден нерудными минералами.

3.2. Последовательность минералообразования месторождения Бодороно Алгоминского рудного узла

3.2.1. Месторождение Бодороно

Руды месторождения относятся к убогосульфидному типу с содержанием сульфидов до 5–7%. На сегодняшний день в составе кварцевых жил месторождения определено около 30 минералов (табл. 1). Основными рудными минералами в жилах являются пирит и галенит. Реже присутствуют сфалерит, пирротин, халькопирит, гематит, магнетит, лиллианит и самородное золото. В незначительных количествах встречаются висмутин, теллуrowисмутит, самородный висмут, тетрадимит, хедлейит, пильзенит, лайтакарит и глаукодот.

Гипергенные минералы представлены гетитом, реже церусситом, англезитом и смирнитом.

Основными нерудными минералами являются кварц, иногда карбонаты (кальцит, сидерит, анкерит), редко полевои шпат, апатит, мусковит, ильменит, монацит и циркон.

Минеральный состав руд месторождения Бодороно

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие
Нерудные	кварц	кальцит, сидерит, анкерит	полевошпат, мусковит, апатит, ильменит, монацит, циркон
Рудные	пирит, галенит	сфалерит, пирротин, халькопирит, гематит, магнетит, лиллианит, самородное золото	висмутин, теллуровисмутит, тетрадимит, самородный висмут, пильзенит, хедлейит, лайтакарит, глаукокодот
Гипергенные		гетит	церуссит, англезит, смирнит

3.2.1.1. Рудные минералы

Пирит FeS_2 - основной рудообразующий минерал. Он является сквозным минералом и встречается во всех минеральных стадиях. Пирит в большинстве случаев образует крупные идиоморфные кристаллы, реже аллотриоморфные выделения в ассоциации с кварцем. Размер зерен достигает до 3 мм. Учитывая особенности морфологии, размера и состава пирита и принадлежности к трем минеральным стадиям нами было выделено две генерации (табл. 2). Пирит I образует метакристаллы, катаклазированные и корродированные (рис. 10а). Размер зерен до 2 мм. По нему развивается гетит. Он образует сростания с пирротинном. Содержит примеси Ni (2.48 мас.%) и As (0.5 мас.%). Пирит II представлен крупными выделениями, размером до 3 мм (рис. 10б). Межзерновые пустоты и трещины пирита II заполнены кварцем и гетитом. Примеси не обнаружены.

Химический состав пирита

№ образца	Концентрация элементов мас. %				Сумма	Формульные коэффициенты
	Ni	As	Fe	S		
Пирит I						
6-К-16	-	0,5	46,43	53,07	100	$(\text{Fe}_{1.00}\text{As}_{0.01})\text{S}_{2.00}$
057-1	2,48	-	43,52	54	100	$(\text{Fe}_{0.93}\text{Ni}_{0.05})\text{S}_{2.00}$
Пирит II						
001-11	-	-	45,56	54,44	100	$\text{Fe}_{0.96}\text{S}_{2.00}$

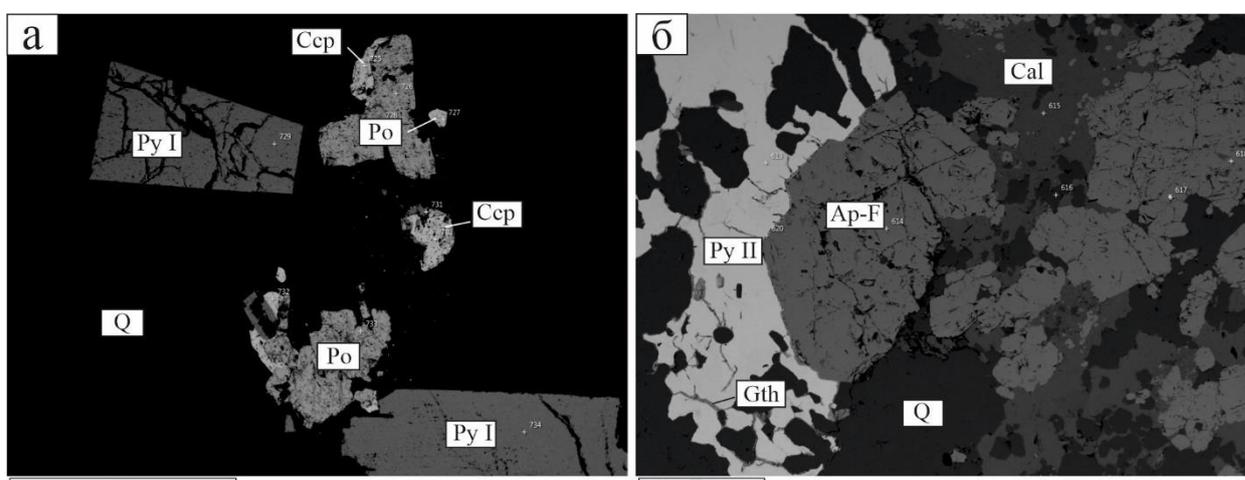


Рис. 10. Пирит и его взаимоотношение с другими минералами месторождения Бодороно: а – ранний пирит (Py I) в ассоциации с пирротинном (Po) и халькопиритом (Ccp) и кварцем (Q); б – прожилок позднего пирита (Py II) в сростании с кварцем, по трещинам заполнен гетитом (Gth). Cal – кальцит, Ap-F – фторапатит.

Галенит PbS является одним из распространенных минералов. Он встречается в виде вкрапленников, прожилков и гнезд в ассоциации с кварцем, чаще образует крупные аллотриоморфные выделения, размером до 7 мм. Галенит представлен двумя генерациями (табл. 3). Галенит I встречается в сростании со сфалеритом, самородным золотом I и кварцем II, что позволяет предполагать их одновременное образование (рис. 11а, б). Вокруг него развиваются каемки англезита и церуссита. Размер зерен до 7 мм. Не содержит примесей. Галенит II образует единичные включения неправильной формы в

ассоциации с кварцем III, размером до 0,5 мм (рис. 11в). В составе галенита II присутствует примесь Se (3.41 мас.%).

Таблица 3

Химический состав галенита

№ образца	Концентрация элементов мас.%			Сумма	Формульные коэффициенты
	Se	Pb	S		
Галенит I					
1-АН-12	-	87,24	12,76	100	$Pb_{1.06}S_{1.00}$
Галенит II					
3-К-16	2,71	87,26	10,97	100	$Pb_{1.23}S_{1.00}Se_{0.10}$
3-К-16	3,44	87,43	10,78	100	$Pb_{1.26}S_{1.00}Se_{0.13}$

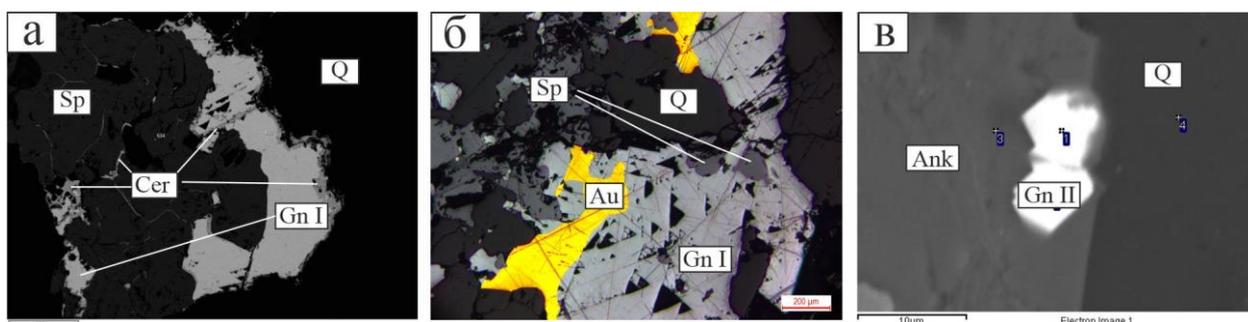


Рис. 11. Галенит и его соотношение с другими минералами месторождения Бодороно: а – ранний галенит (Gn I) в сростании со сфалеритом (Sp). Церуссит (Cer) заполняет микротрещины и образует каймы вокруг зерен галенита I; б – сростание галенита I, сфалерита, самородного золота II (Au) и кварца (Q); в – поздний галенит (Gn II) в анкерите (Ank).

Сфалерит ZnS представлен гипидиоморфными выделениями, размером до 3 мм (рис. 11а, б). Чаще зерна сфалерита имеют округлую, либо изометричную форму. Сфалерит встречается в сростании с галенитом I, самородным золотом I и кварцем II. Содержит примеси Fe (до 8.65 мас.%) и Cd (до 2.17 мас.%) (табл. 4).

Химический состав сфалерита

№ образца	Концентрация элементов мас.%				Сумма	Формульные коэффициенты
	Fe	Cd	Zn	S		
2-АН-12	7,53	2,03	57,8	32,63	100	$(\text{Zn}_{0.87}\text{Fe}_{0.13}\text{Cd}_{0.02})\text{S}_{1.00}$
5-АН-12	7,77	1,77	57,3	33,13	100	$(\text{Zn}_{0.85}\text{Fe}_{0.13}\text{Cd}_{0.02})\text{S}_{1.00}$
7-К-16	3,89	-	63,28	32,83	100	$(\text{Zn}_{0.95}\text{Fe}_{0.07})\text{S}_{1.00}$

Пирротин FeS образует мелкие гипидиоморфные выделения в сростании с кварцем I размером до 0,5 мм. Он образует сростки с пиритом I и реже халькопиритом (рис. 10а). Стехиометричен, примесей не обнаружено.

Халькопирит CuFeS_2 встречается в виде зерен неправильных форм в ассоциации с кварцем I. Размер зерен достигает до 0,5 мм. Чаше халькопирит встречается в сростании с пиритом I и пирротинном (рис. 10а). Редко окаймлен глаукодотом. Не содержит примесей.

Гематит Fe_2O_3 и **магнетит Fe_3O_4** представлены крупными корродированными кристаллами и более ранние по отношению к пириту, образуют с ним сростания. Реже пирит замещает гематит и магнетит, образуя коррозионные границы и скелетные формы выделения. Размер индивидов до 1,0 мм. Не содержат примесей.

Лиллианит $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$ образует мелкие гипидиоморфные выделения в сростании с кварцем III, размером до 0,5 мм. Как более ранний минерал, нередко замещается самородным золотом II и смирнитом (рис. 13б). Содержит примеси Ag (3.03 мас.%), Sb (1.48 мас.%) и Te (0.52 мас.%) (табл. 5).

Химический состав лиллианита

№ образца	Концентрация элементов мас.%						Сумма	Формульные коэффициенты
	Ag	Sb	Te	Pb	Bi	S		
3-К-16	3,62	1,02	-	47,82	32,98	15,16	100,61	$(\text{Pb}_{2.93}\text{Bi}_{2.00}\text{Ag}_{0.43}\text{Sb}_{0.11})\text{S}_{6.00}$
3-К-16	2,99	1,48	-	47,66	32,47	15,17	99,77	$(\text{Pb}_{2.92}\text{Bi}_{1.97}\text{Ag}_{0.35}\text{Sb}_{0.15})\text{S}_{6.00}$
1А	3,03	-	0,52	47,07	33,61	15,85	100,08	$(\text{Pb}_{2.76}\text{Bi}_{1.95}\text{Ag}_{0.34}\text{Te}_{0.05})\text{S}_{6.00}$

Висмутин Bi_2S_3 встречается в виде мелких изометричных, либо округлых зерен в сростании с кварцем III (рис. 13в). Размер их до 0,1 мм. В ассоциации с самородным золотом II, теллуrowисмутитом и лиллианитом образует сростки, часто содержит включения самородного висмута. Стехиометричен (табл. 6).

Таблица 6

Химический состав висмутина

№ образца	Концентрация элементов, мас.%		Сумма	Формульные коэффициенты
	Bi	S		
1А	84,32	16,49	100,82	$Bi_{2.34}S_{3.00}$
3-К-16	82,27	16,35	98,63	$Bi_{2.31}S_{3.00}$
3-К-16	83,63	16,71	100,34	$Bi_{2.29}S_{3.00}$

Самородный висмут Bi представлен вкрапленными выделениями удлиненной и неправильной формы в висмутине, реже образует самостоятельные выделения в ассоциации с кварцем III, размером до 0,01 мм.

Глаукодом $(Co, Fe)AsS$ образует единичные тонкозернистые ксеноморфные выделения в пирите II. Содержит примесь Ni (3.34 мас.%).

3.2.1.2. Самородное золото и теллуриды висмута

Самородное золото Au образуется совместно с галенитом, сфалеритом, теллуридами висмута и кварцами двух продуктивных стадий. Размеры индивидов золота варьируются от 0,01 мм до 3 мм. Форма золотинок разнообразная (прожилковая, комковидная и пластинчатая). В некоторых зернах самородного золота, связанных с висмут-теллуридной минерализацией установлены округлые и кубические пустоты. Пробность золота варьирует в диапазоне от 820–940%. На месторождении выделено 2 генерации самородного золота.

Золото I – крупное, имеет прожилковую и комковидную форму зерен, размером от 0,01 до 3 мм, со средней пробностью 840–870% (рис. 14). Чаше

находится в сростании с галенитом I и сфалеритом (рис. 12а), реже в виде самостоятельных зерен в сростании с кварцем II (рис. 12б).

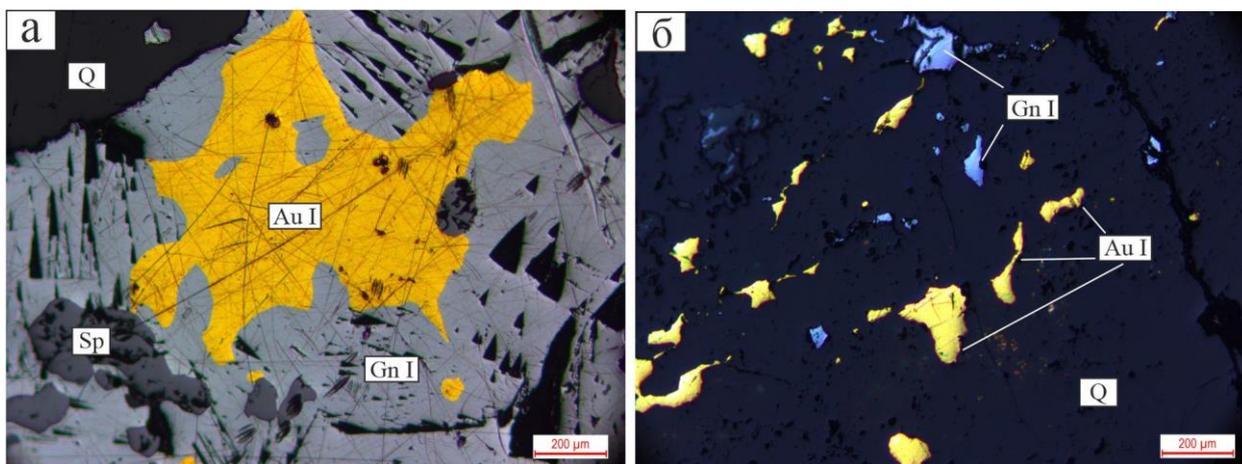


Рис. 12. Морфология выделения самородного золота месторождения Бодороно: а – комковидное золото первой генерации (Au I) в центральной части зерна раннего галенита (Gn I); б – мелковкрапленные, пластинчатые выделения золота в ассоциации с кварцем III (Q). Sp – сфалерит.

Золото II – мелкое, оно имеет изометричную и реже прожилковую формы выделений. Размер индивидов составляет от 0,005 до 0,5 мм с высокой пробностью 820–940‰ (рис. 14). Встречается в виде самостоятельных выделений в ассоциации с кварцем III (рис. 13а), реже находится в сростаниях с лиллианитом (рис. 13б), висмутином (рис. 13в) и теллуrowисмутитом (рис. 13г).

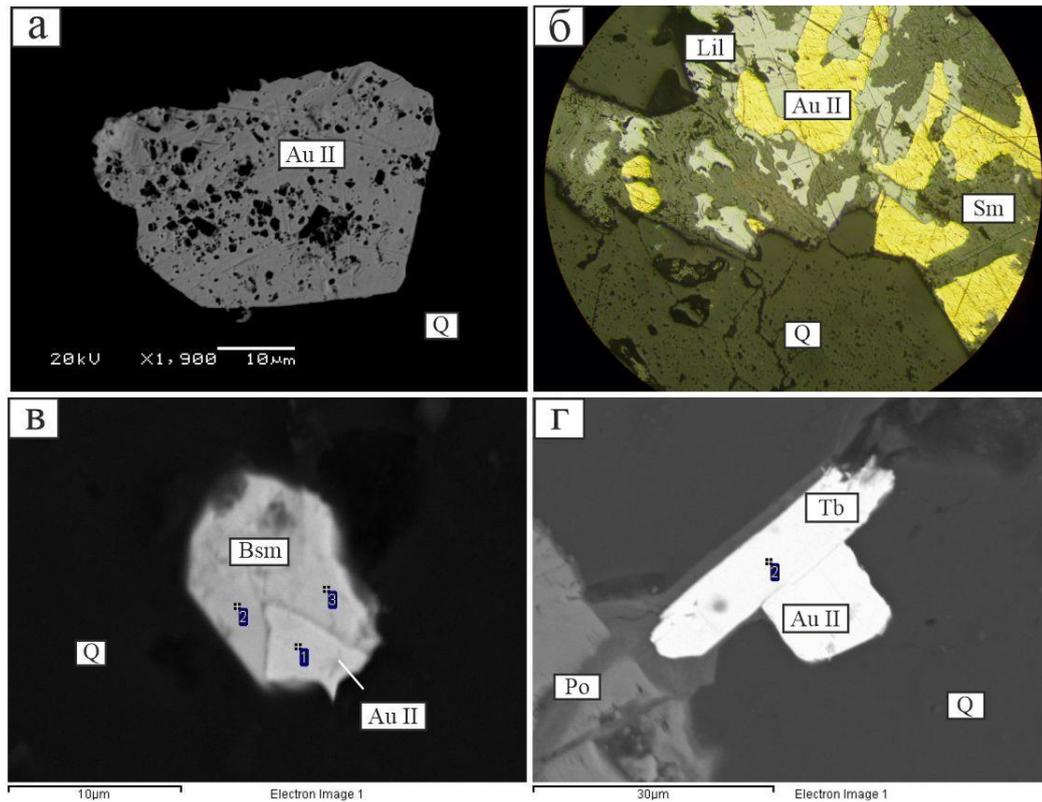


Рис. 13. Морфология выделения самородного золота месторождения Бодороно: а – пористое золото второй генерации (Au II) в сростании с кварцем (Q); б – сростание золота и лиллианита (Lil) и замещение лиллианита смирнитом (Sm); в – сростание золота и висмутита (Bsm); г – сростание теллуrowисмутита (Tb), золота и кварца. Po – пирротин.

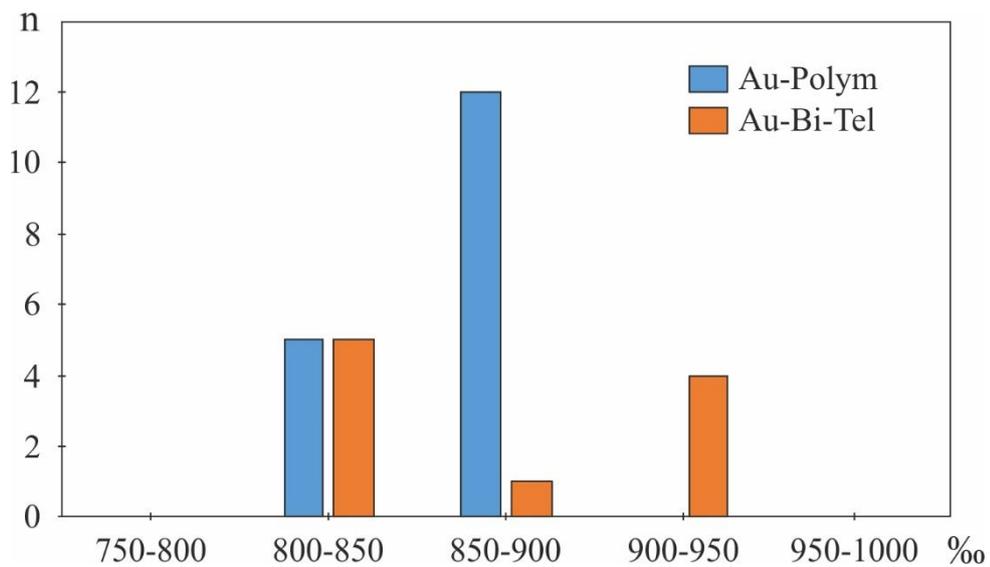


Рис. 14. Гистограмма значений пробности самородного золота продуктивных стадий минералообразования месторождения Бодороно.

Группа тетрадимита и минералы селена. В рудах установлены четыре минерала группы тетрадимита и лайтакарит. **Теллуrowисмутит Bi_2Te_3** представлен пентагондодекаэдрическими и вытянутыми формами индивидов в ассоциации с кварцем III, размером от 0,02 до 0,5 мм (табл. 7). Чаще встречается в сростании с висмутином, пирротинном, самородным золотом II, самородным висмутом, реже халькопиритом и лиллианитом, который замещается смирнитом по краям выделений (рис. 15а, б). **Тетрадимит Bi_2Te_2S** образует изометричные выделения с кварцем III (табл. 7). Размер зерен от 0,3 до 1,5 мм. Отмечается в сростках с пильзенитом и хедлейитом (рис. 15в–г). **Хедлейит Bi_7Te_3** чаще всего встречается в сростании с тетрадимитом и пильзенитом (рис. 15г). Размер выделения 0,5 мм. Содержит примесь Se (3,72 мас.%) (табл. 7). **Пильзенит Bi_4Te_3** установлен в сростках с хедлейитом и тетрадимитом (рис. 15г). Зерна неправильной формы, реже вытянутые, размером в 0,25 мм (табл. 7).

Лайтакарит Bi_4Se_2S редкий сульфоселенид висмута найден в тесной ассоциации с висмутином и кварцем III. В химическом составе минерала S не обнаружена, возможно полностью замещена Se (табл. 7). Лайтакарит встречается в ассоциации с хедлейитом, теллуrowисмутитом, самородным висмутом и золотом II, а также с Se-содержащим галенитом II и Se-содержащим хедлейитом.

Химический состав минералов группы тетрадимита

№ образца	Концентрация элементов, мас. %				Сумма	Формульные коэффициенты
	Se	Bi	Te	S		
Теллуrowисмутит						
1А	-	51,67	47,7	-	99,37	$\text{Bi}_{1,97}\text{Te}_{3,03}$
Тетрадимит						
1А	-	59,32	35,84	4,84	100	$\text{Bi}_{1,98}\text{Te}_{1,97}\text{S}_{1,05}$
Хедлейит и Se-содержащий хедлейит						
1А	-	80,14	19,71	-	99,85	$\text{Bi}_{2,14}\text{Te}_{0,86}$
3-К-16	3,72	80,89	16,59	-	101,21	$\text{Bi}_{6,86}\text{Se}_{0,84}\text{Te}_{2,30}$
Пильзенит						
1А	-	67,92	32,09	-	100,01	$\text{Bi}_{3,95}\text{Te}_{3,05}$
Лайтакарит						
3-К-16	19,08	80,81	-	-	99,89	$\text{Bi}_{4,31}\text{Se}_{2,69}$

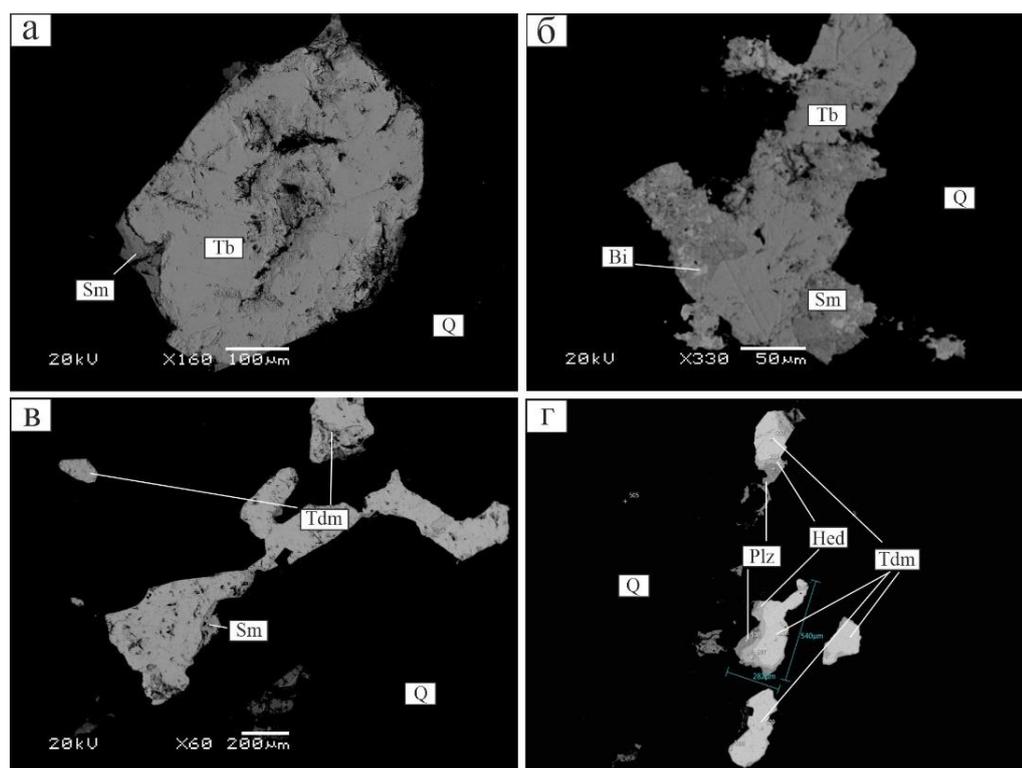


Рис. 15. Морфология выделения минералов группы тетрадимита месторождения Бодороно: а – теллуrowисмутит (Tb) замещается смирнитом (Sm); б – теллуrowисмутит замещается смирнитом, который содержит вкрапления висмута (Bi) в кварце. замещает по краям теллуrowисмутит; в, г –

срастание тетрадимита (Tdm), хедлейита (Hed) и пильзенита (Plz). Поздний смирнит замещает по краям тетрадимит.

3.2.1.3. Гипергенные минералы

Гетит $Fe(OH)_3$ образует натечные выделения, развивается по периферии кристаллов пирита и халькопирита, по спайности карбонатов, образуя частичные псевдоморфозы колломорфной структуры по пириту и каймы вокруг карбонатов (рис. 10б).

Церуссит $Pb[CO_3]$ представлен скрытокристаллическими агрегатами и образует каймы вокруг галенита I и заполняет его трещины (рис. 11а). Размер выделений до 0,1 мм.

Англезит $Pb[SO_4]$ срastaется с пиритом и замещает галенит II по периферии кристалла. Размер выделений до 0,5 мм.

Смирнит Bi_2TeO_5 образует псевдоморфозы колломорфной строения в краевых частях лиллианита и теллуровисмутита (рис. 13а, б, 15а).

3.2.1.4. Нерудные минералы

В ходе детального петрографического изучения были обнаружены следующие нерудные минералы: кварц, реже карбонаты (анкерит, кальцит, сидерит), спорадически полевой шпат, мусковит, апатит, монацит и циркон.

Главным жильным минералом является кварц (80–95 об.%). Он представлен различными прожилками и жилами, которые образуют жильные зоны, контролируемые тектоническими нарушениями. Для кварца характерны различные степени кристалличности от мелко- до крупнозернистого. Нами было выделено три генерации этого минерала. *Кварц I* – молочно-белый, массивный, матовый, непрозрачный с налетами гидроксидов железа, размеры кристаллов до 7 см. С ним связаны пирит I и пирротин. *Кварц II* – серо-белый, средне-, крупнозернистый, образует полупрозрачные агрегаты, размером до 3 см. С кварцем II связаны галенит I, сфалерит и самородное золото I со средней пробностью до 870‰. *Кварц III* – желтовато-белый, сахаровидный, мелко-,

среднезернистый, местами мелкодрозовидный, полупрозрачный, размеры кристаллов до 1 см. С ним связаны минералы группы тетрадимита и высокопробное золото II до 940‰.

Карбонаты в кварцевых жилах представлены *анкеритом* $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{CO}_3]_2$, *кальцитом* $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ и *сидеритом* $\text{Fe}[\text{CO}_3]$ и составляют около 10 об.%. Они заполняют прожилки и образуют взаимные срастания с кварцем, мощностью до 5 мм, (в которых наблюдаются включения фторапатита и ильменита). Под бинокулярным микроскопом карбонаты - прозрачные, желтоватые, белые, пластинчатые и ромбоэдрические выделения.

Полевые шпаты встречаются реже относительно других нерудных минералов и представлены мелкими отдельными выделениями в ассоциации с кварцем. Размер выделений составляет до 0,3 мм.

Мусковит $\text{KAl}_2[(\text{OH}, \text{F})_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})]$ образует удлиненные пластинчатые выделения до 2 мм в кварце, редко встречается в виде отдельных скоплений в эндоконтактных частях кварцевых жил.

Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$ представлен мелкими кристаллами неправильной формы, размером до 1 мм.

3.2.1.5. Последовательность минералообразования

Минераграфическое изучение структур и текстур руд месторождения Бодороно позволило выделить три стадии гипогенного этапа и один гипергенный этап минералообразования: 1) пирит-пирротин-кварцевую, 2) золото-полиметаллическую (галенит-сфалеритовая), 3) золото-висмут-теллуридную (рис.16).

Пирит-пирротин-кварцевая стадия установлена повсеместно во всех трех рудных зонах. Сульфиды отлагались последовательно (пирротин → пирит I) и представлены идиоморфной вкрапленностью пирротина (до 0,5 мм) и пирита I (до 2 мм) и ассоциируют с кварцем I. Редко отмечается халькопирит. Ранние минералы были частично раздроблены и катаклазированы, что

свидетельствует о тектонических подвижках. Гидротермальные растворы первой стадии - слабощелочные (Кардашевская, Пономарева, 2021).

Золото-полиметаллическая стадия встречается во всех трех рудных зонах. Вкрапленники галенита I, сфалерита и самородного золота I образуют прожилки и ассоциируют с кварцем II и отлагаются последовательно (галенит I → сфалерит → самородное золото I). Размер вкрапленников достигает до 7 мм. Самородное золото I формирует комковидные выделения в сростании с галенитом I и сфалеритом, размером до 3 мм, реже самостоятельные зерна в ассоциации с кварцем II. Кварц II отличается крупнозернистой структурой, полупрозрачный. Прожилковая текстура свидетельствует о спокойной тектонической обстановке при формировании руд. Образование данной стадии происходило в условиях кислой-слабокислой среды и менее восстановительной обстановки (Кардашевская, Пономарева, 2021).

Золото-висмут-теллуридная стадия проявлена локально во всех трех рудных зонах и является наиболее поздней. Минералы отлагались в следующей последовательности: висмутин → лиллианит → группа тетрадимита → se-содержащий галенит → лайтакарит → самородный висмут → самородное золото II. Форма кристаллов группы тетрадимита – изометричная, лиллианита, висмутина, самородного висмута и лайтакарита – неправильная. Самородное золото II образует самостоятельные изометричные выделения, реже сростается с лиллианитом, теллуrowисмутом и висмутином и ассоциирует с кварцем III. Состав золота изменяется от среднепробного (820‰) до высокопробного (940‰). По литературным данным, примесь Se свидетельствует об эпitherмальном характере минерализации (Vikentiev et.al., 2005; Кемкина, Кемкин, 2007; Лотина, 2011). Гидротермальные растворы становятся более кислыми, а минералообразующая среда слабо восстановительной (Кардашевская, Пономарева, 2021).

Гипергенный этап образовался после завершения гипогенного этапа в следствие гипергенного преобразования минералов. Эти изменения

проявляются в появлении гидроксидов железа и других минералов (церуссита, англезита и смирнита).

Минералы	Гипогенный этап			Гипергенный этап
	Стадия I	Стадия II	Стадия III	
	Пирит-пирротин-кварцевая	Золото-полиметаллическая (галенит-сфалерит)	Золото-висмут-теллуридная	
Самородное золото				
Пирит	=====			
Пирротин	=====			
Галенит		=====		
Сфалерит		=====		
Халькопирит	=====			
Гематит	=====			
Магнетит	=====			
Лиллианит			=====	
Висмутин			=====	
Теллуrowисмутит			=====	
Лайтакарит			=====	
Самородный висмут			=====	
Тетрадимит			=====	
Хедлейит			=====	
Пильзенит			=====	
Глаукоdot	=====			
Гетит				=====
Церуссит				=====
Англезит				=====
Смирнит				=====
Кварц	=====	=====	=====	
Кальцит		=====		
Сидерит		=====		
Анкерит		=====		
ПШ		=====		
Апатит		=====		
Мусковит	=====			

Примечание: толщина линии соответствует относительной распространенности минерала.

Рис. 16. Схема последовательности минералообразования месторождения Бодороно.

3.3. Последовательность минералообразования рудопроявления Дывок

Алгоминского рудного узла

3.3.1. Рудопроявление Дывок

Руды относятся к умеренносульфидному типу с содержанием сульфидов до 10–15%. На данный момент в составе кварцевых жил рудопроявления установлено около 30 минералов (табл. 8). Из рудных минералов в жилах наиболее распространенными являются пирит, арсенопирит и сфалерит. К второстепенным относятся халькопирит, пирротин, галенит, молибденит и самородное золото. Из редких минералов наиболее часто встречаются буланжерит, гессит, алтаит, волынскит, меренскиит, мелонит, раклиджит.

Гипергенные минералы представлены гетитом и англезитом.

Жильные минералы представлены, в основном, кварцем, реже карбонатами (кальцит, анкерит, сидерит), спорадически полевым шпатом, баритом, хлорапатитом, мусковитом, ильменит, рутилом, монацитом и цирконом.

Таблица 8

Минеральный состав руд рудопроявления Дывок

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие
Нерудные	кварц	кальцит, анкерит, сидерит, полево шпат, плагиоклаз	барит, апатит, мусковит, циркон, монацит, ильменит, рутил
Рудные	пирит, арсенопирит, сфалерит	халькопирит, пирротин, галенит, молибденит, самородное золото	буланжерит, гессит, алтаит, волынскит, меренскиит, мелонит, раклиджит
Гипергенные		гетит	англезит

3.3.1.1. Рудные минералы

Пирит FeS_2 – главный рудный минерал. Он распространен повсеместно и чаще представлен в виде идиоморфных зерен кубического и округлого облика. Размер их достигает до 3 мм. Выделено четыре генерации пирита

(табл. 9). Пирит I встречается в виде метакристаллов пентагондодэкаэдрического габитуса и включений в сростании с арсенопиритом (рис. 17а). Размер зерен до 2 мм. Реже содержит включения самородного золота и галенита. Стехиометричен, примесей не обнаружено. Пирит II наблюдается в виде микропрожилков, размером до 1,5 мм (рис. 17б). Он находится в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом I. Не содержит примесей. Пирит III формирует сферолиты колломорфного строения, часто обрастает оторочками более позднего пирита IV (рис. 17в). Размер зерен пирита III до 3 мм. Ассоциирует с пирротинном, реже с халькопиритом и галенитом. Содержит примесь Со (до 0.81 мас.%). Пирит IV образует мелкозернистые идиоморфные агрегаты в виде кайм вокруг более раннего пирита III, размером до 0,1 мм (рис. 17г). Не содержит примесей.

Таблица 9

Химический состав пирита

№ образца	Концентрация элементов (мас.%)			Сумма	Формульные коэффициенты
	Со	Fe	S		
Пирит I					
30-КВ-21	-	46,37	53,45	99,82	$Fe_{1.00}S_{2.00}$
Пирит II					
5-КВ-18	-	44,52	54,52	99,05	$Fe_{0.94}S_{2.00}$
Пирит III					
20-КВ-18	0,81	45,77	53,51	100,09	$(Fe_{0.98}Co_{0.02})S_{2.00}$
Пирит IV					
20-КВ-18	-	45,98	54,36	100,34	$Fe_{0.97}S_{2.00}$

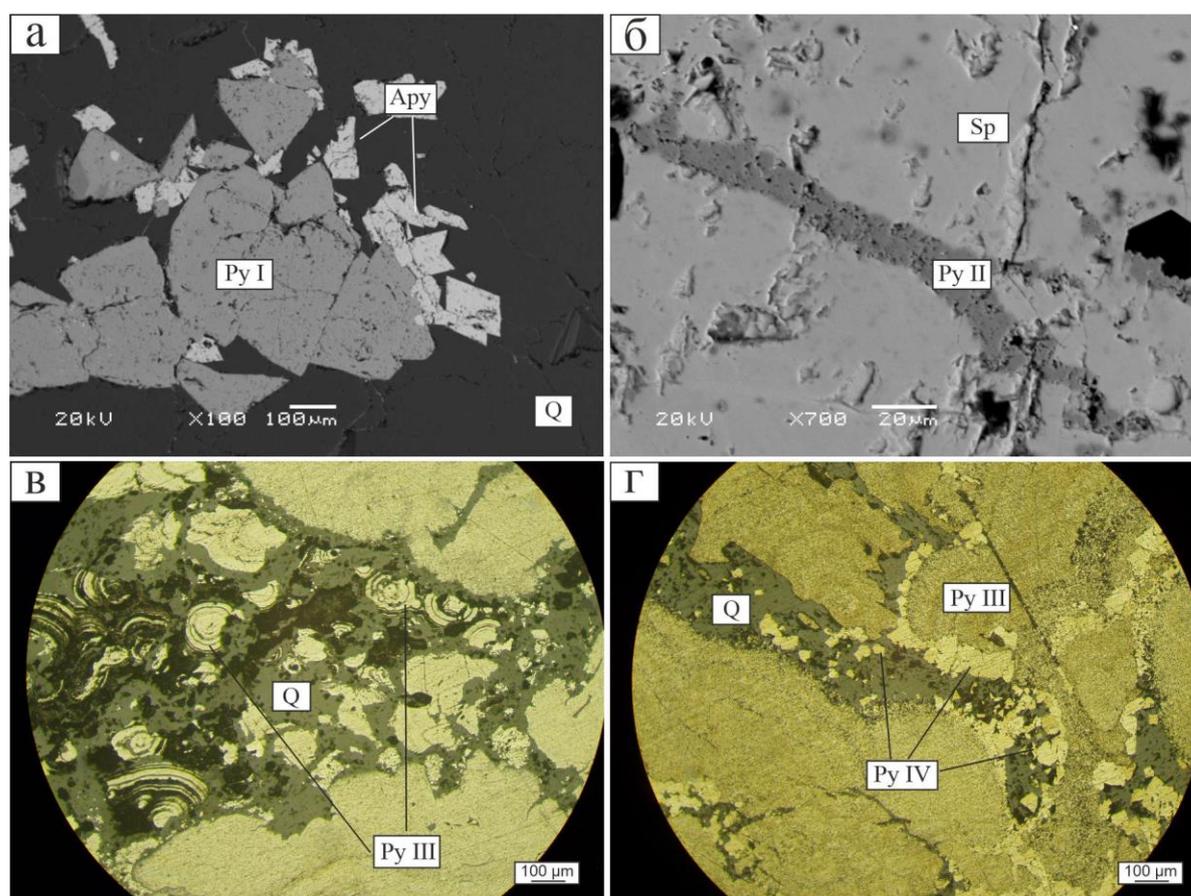


Рис. 17. Пирит и его взаимоотношение с другими минералами рудопроявления Дывок: а – ранний пирит I (Py I) в ассоциации с арсенопиритом (Apy) и кварцем I (Q); б – микропрожилок пирита II (Py II) секущий сфалерит (Sp); в – разномерные сферолиты пирита III (Py III); г – каймы позднего пирита IV (Py IV) вокруг пирита III.

Арсенопирит $FeAsS$ второй по распространенности сульфид. Обычно образует катаклазированные и корродированные призматические формы кристаллов в сростании с пиритом I, сфалеритом и самородным золотом, размером до 3 мм. (рис. 18). Содержит примесь Co (до 7.21 мас.%) (табл. 10).

Таблица 10

Химический состав арсенопирита

№ образца	Концентрация элементов (мас.%)				Сумма	Формульные коэффициенты
	Co	Fe	As	S		
1-КВ-18	-	33,12	44,23	22,38	99,73	$Fe_{0.85}As_{0.85}S_{1.00}$
3-КВ-18	4,99	30,24	44,5	21,02	100,74	$(Fe_{0.83}Co_{0.13}As_{0.91})S_{1.00}$

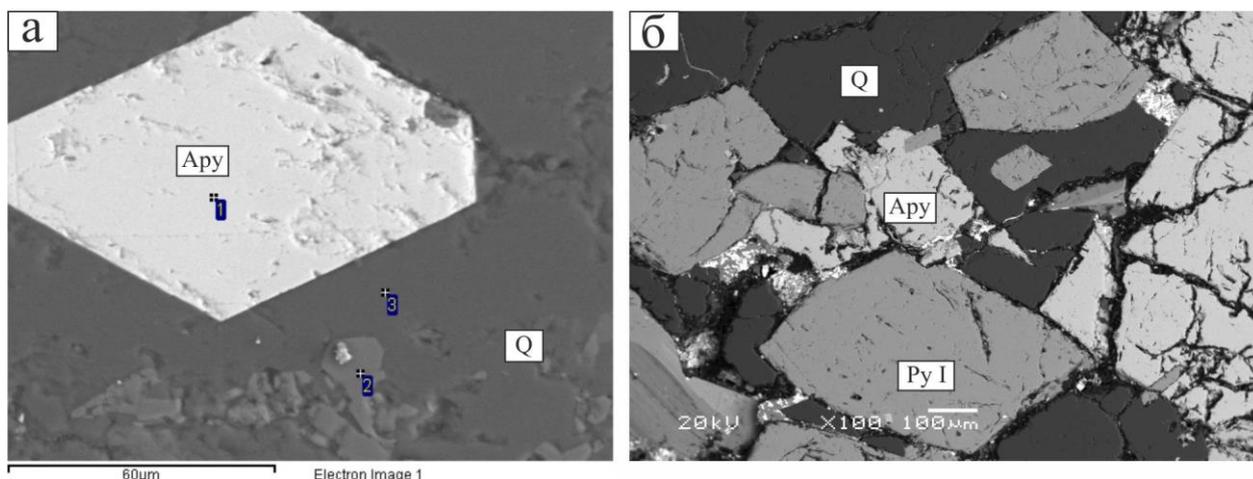


Рис. 18. Арсенопирит и его соотношение с другими минералами рудопроявления Дывок: а – призматический кристалл арсенопирита (Apy) в ассоциации с кварцем I (Q); б – сростание арсенопирита и пирита I.

Сфалерит ZnS так же, как и пирит и арсенопирит, является одним из распространенных минералов. Сфалерит встречается в сростании с пиритом II, арсенопиритом, халькопиритом I, галенитом и самородным золотом в виде аллотриоморфнозернистых скоплений (рис. 19а, б). Размер зерен до 4 мм. Характерной особенностью сфалерита является развитие в нем эмульсиевидных включений халькопирита II (рис. 19в). Содержит примесь Fe (до 12.97 мас.%) (табл. 11).

Таблица 11

Химический состав сфалерита

№ образца	Концентрация элементов мас. %			Сумма	Формульные коэффициенты
	Fe	Zn	S		
7-КВ-18	8,32	55,93	36,5	100,76	$(Zn_{0.75}Fe_{0.13})S_{1.00}$
30-КВ-21	9,03	56,73	33,28	99,04	$(Zn_{0.84}Fe_{0.16})S_{1.00}$

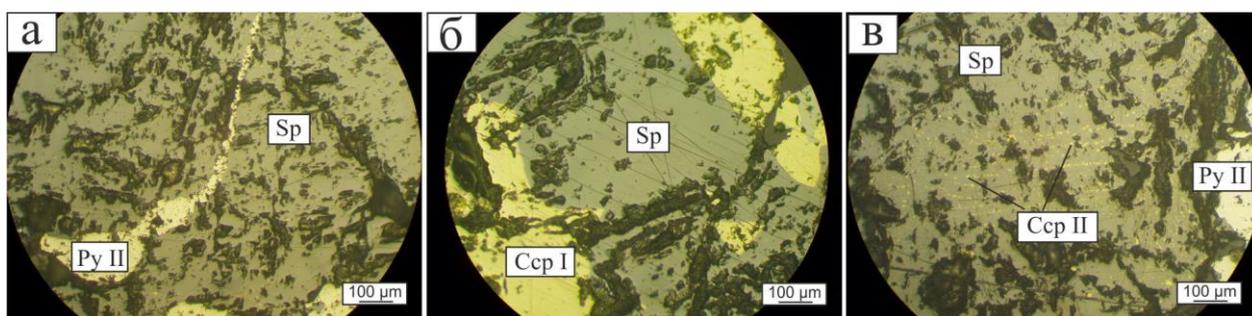


Рис. 19. Сфалерит и его взаимоотношение с другими минералами рудопрооявления Дывок: а – секущий микропрожилков пирита II (Py II) в сфалерите (Sp); б – срастание халькопирита I (Ccp I) и сфалерита; в – эмульсиевидная вкрапленность халькопирита II в сфалерите.

Халькопирит $CuFeS_2$ образует массивные агрегаты и прожилки в срастании с пиритом II, сфалеритом и пирротинном, реже встречается в виде эмульсиевидных включений в сфалерите (рис. 19). Минерал представлен тремя генерациями. Халькопирит I наиболее часто ассоциирует с пиритом II и сфалеритом, образуя аллотриоморфные выделения, размером до 1–2 мм (рис. 19б). Стехиометричен, примесей не обнаружено. Халькопирит II представлен эмульсиевидными вкраплениями в сфалерите (рис. 19в). Форма вкраплений округлая и каплевидная, распределение их носит закономерный характер в виде полос. Размер зерен до первых микрон. Не содержит примесей. Халькопирит III встречается в срастании с пирротинном и в виде ксеноморфных выделений в нем, реже на периферии зерен пирита IV, размером до 0,5 мм. Стехиометричен, примесей не обнаружено.

Пирротин FeS представлен в виде гипидиоморфнозернистых агрегатов, размером до 1–2 мм. Установлены его тесные срастания с пиритом III и халькопиритом III, где реже пирит III заполняет трещины в нем. Иногда пирротин образует каймы замещения выделений пирита III. Реже содержит включения теллуридов Pb, Bi, Ag, Pd, Ni. Не содержит примесей.

Галенит PbS встречается повсеместно, но в небольших количествах. Он обнаружен в виде тонкозернистых ксеноморфных выделений в арсенопирите, пирите, сфалерите и в срастании с кварцем. Реже образует сростки с

арсенопиритом, буланжеритом и сфалеритом (рис. 20). Размер зерен от первых микрон до 0,4 мм. Содержит примесь Fe (до 3.63 мас.%).

Молибденит MoS_2 встречается редко в ассоциации с пиритом и образует мелкие выделения в ассоциации с кварцем размером до 0,01 мм.

Буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$ слагает микропрожилки в сростании с кварцем, а также игольчатые и ксеноморфные выделения, размером до 0,04 мм и встречается в ассоциации с галенитом (рис. 20). Не содержит примесей.

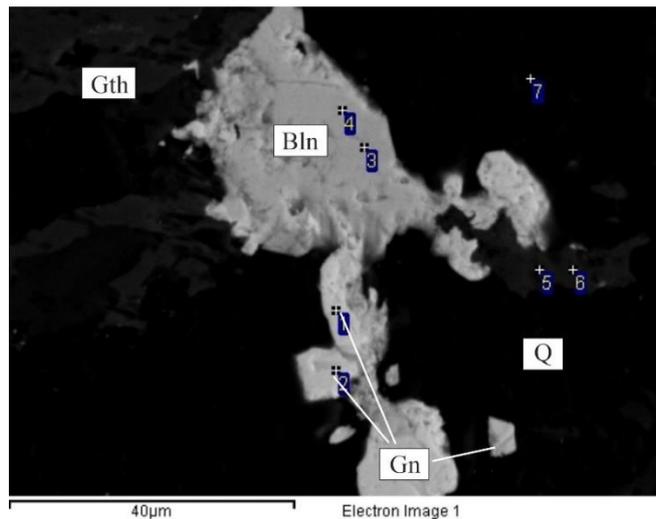


Рис. 20. Буланжерит и его соотношение с другими минералами рудопроявления Дывок. Сростание буланжерита (Bln) и галенита (Gn) в ассоциации с кварцем (Q). Gth – гетит.

3.3.1.2. Самородное золото и теллуриды

Самородное золото Au чаще встречается в интерстициях зерен, реже в виде ксеноморфных выделений в арсенопирите, пирите I (рис. 21). Форма выделений близкая к неправильной – комковидная, реже изометричная - округлая. Зерна золота преимущественно субмикроскопические – 0,01 до 0,03 мм. Пробность золота варьирует от 630 до 820‰ (рис. 22).

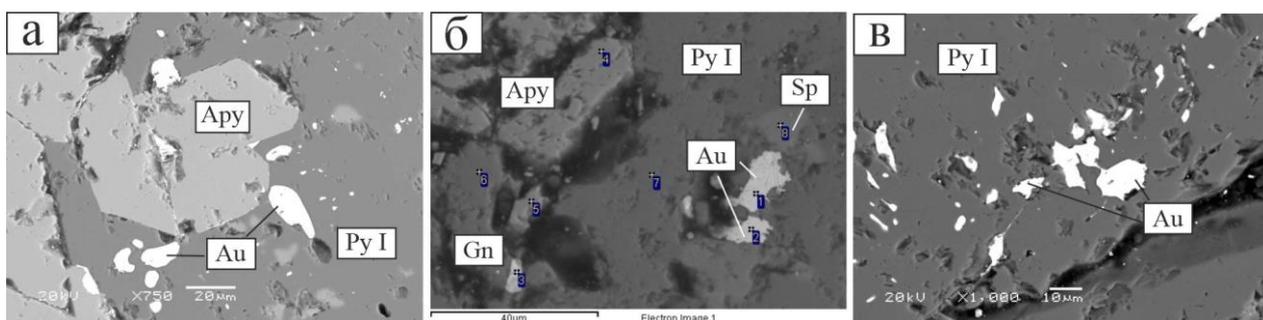


Рис. 21. Морфология выделения самородного золота рудопроявления Дывок: а, в – включения золота (Au) в пирите I (Py I) и срастание их с арсенопиритом (Apy); б – комковидные выделения золота в пирите I.

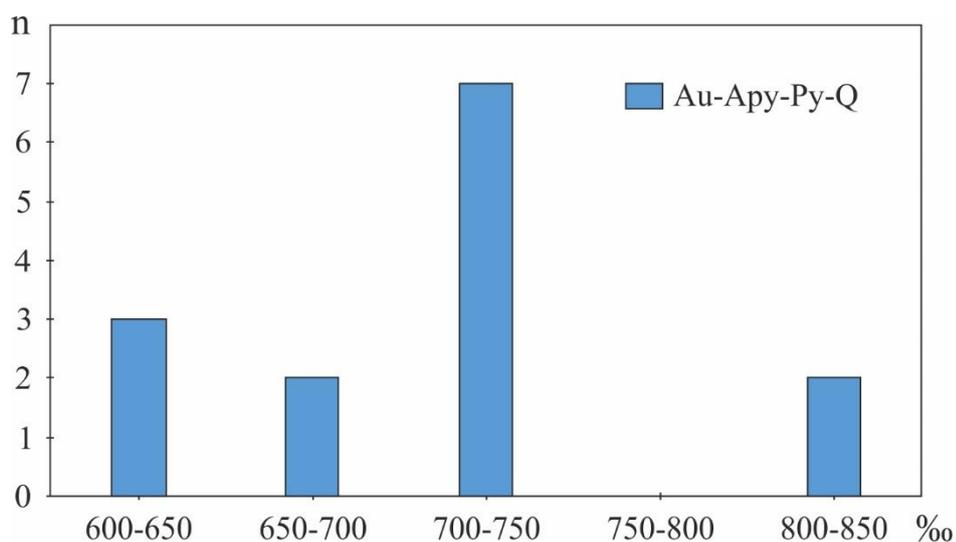


Рис. 22. Гистограмма значений пробности самородного золота продуктивной стадии минералообразования рудопроявления Дывок.

Теллуриды Pb, Bi, Ag, Pd, Ni. Среди теллуридов установлены 6 минералов. Они представлены гесситом (Ag_2Te), алтаитом ($PbTe$), волынскитом ($AgBiTe_2$), меренскиитом ($PdTe_2$), мелонитом ($NiTe_2$) и раклиджитом ($PbBi_2Te_4$). Теллуриды образуют мелкие выделения и встречаются в виде ксеноморфных включений в гетите, реже в пирротине, спорадически в пирите III и халькопирите III (рис. 23). Размеры выделений этих минералов не превышают 0,01 мм. Не содержат примесей (табл. 12).

Химический состав теллуридов

№ образца	Концентрация элементов, мас.%						Сумма	Формульные коэффициенты
	Ag	Pb	Pd	Ni	Bi	Te		
Гессит								
15-КВ-18	60,73	-	-	-	-	40,0	100,73	$\text{Ag}_{1.93}\text{Te}_{1.07}$
Алтаит								
18-КВ-18	-	61,81	-	-	-	38,84	100,65	$\text{Pb}_{1.49}\text{Te}_{1.51}$
Волынскит								
15-КВ-18	18,89	-	-	-	35,98	43,78	98,65	$\text{Ag}_{1.01}\text{BiTe}_{1.99}$
Меренскиит								
18-КВ-18	-	-	23,66	-	-	75,63	99,29	$\text{Pd}_{0.82}\text{Te}_{2.18}$
Мелонит								
20-КВ-18	-	-	-	20,25	-	80,60	100,85	$\text{Ni}_{0.71}\text{Te}_{1.29}$
Раклиджит								
18-КВ-18	-	19,01	-	-	35,62	45,08	99,71	$\text{Pb}_{0.74}\text{Bi}_{1.38}\text{Te}_{2.88}$

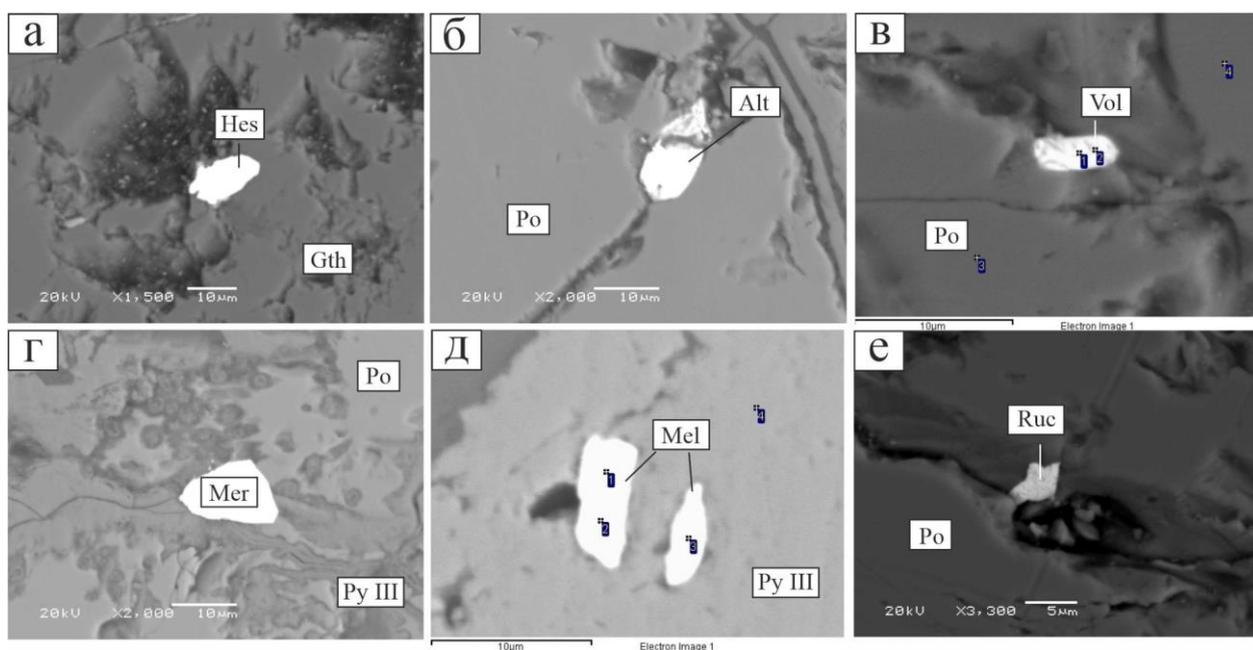


Рис. 23. Характер выделений теллуридов в сульфидах рудопроявления Дывок: а – включение гессита (Hes) в гетите (Gth); б – каплевидное выделение алтаита (Alt) в пирротине; в – включение волынскита (Vol) в пирротине; г – кристалл меренскиита (Mer) в интерстициях зерен пирита III (Py III) и пирротина; д – выделение мелонита (Mel) в пирите III; е – включение раклиджита (Ruc) в пирротине.

3.3.1.3. Гипергенные минералы

Гетит $Fe(OH)_3$ развивается по пириту III, пирротину и халькопириту III, образуя плотные агрегаты колломорфного строения, часто содержащие их реликты. Реже гетит встречается в интерстициях зерен пирротина и пирита III, заполняя трещины и пустоты в них.

Англезит $Pb(SO_4)$ образует корковидные выделения по галениту, реже заполняет трещины в нем и окаймляет его кристаллы по периферии. Размер выделений до 0,1 мм.

3.3.1.4. Нерудные минералы

Кварц является самым распространенным минералом в жилах (70-90 об.%). Он слагает жилы и прожилки, контролируемые тектоническими нарушениями. Кварц представлен кристаллически-зернистыми и друзовидными агрегатами. Выделено три генерации этого минерала. *Кварц I* – молочно-белый, от мелко-, до крупнозернистого, матовый, образует непрозрачные агрегаты. С кварцем I ассоциируют пирит I, арсенопирит, сфалерит и самородное золото с низкой пробностью до 710‰. *Кварц II* – серо-белый, мелко-, среднезернистый, местами мелкодрузовидный, полупрозрачный. С ним срastaются пирит II, халькопирит I и II генерации и сфалерит. *Кварц III* – желтоватый, массивный, полупрозрачный, трещиноватый. По трещинам заполнен гидроксидами железа и карбонатами. С кварцем III ассоциируют пирит III и IV генерации, халькопирит III, пирротин и теллуриды.

Карбонаты в кварцевых жилах представлены *анкеритом* $Ca(MgFe)[CO_3]_2$, *кальцитом* $Ca[CO_3]$ и *сидеритом* $Fe[CO_3]$ и составляют около 10 об.%. Они образуют тесные срastания с кварцем, мощностью до 10 мм, реже слагают линзы и гнезда. Иногда встречаются тонкие срastания карбонатов и сульфидов. Карбонаты образуют желтоватые, бежевые, ромбоэдрические и призматические агрегаты.

Полевые шпаты встречаются относительно реже и представлены в виде прожилков в сростании с кварцем.

Барит $Ba[SO_4]$ образует разноморфные агрегаты и гнезда в ассоциации с кварцем, размером до 1 см. Реже в нем встречаются включения галенита, сфалерита.

Апатит $Ca_5(PO_4)_3$ встречается спорадически и представлен мелкими округлыми выделениями в сростании с полевыми шпатами. Размер выделений до 0,02 мм.

Серицит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ образует мелкие чешуйчатые или пятнообразные выделения до 5 мм в ассоциации с кварцем.

3.3.1.5. Последовательность минералообразования

По результатам изучения рудных зон выделяются четыре последовательно отлагавшиеся стадии минералообразования гипогенного этапа, относящиеся к золото-сульфидно-кварцевому оруденению: золото-арсенопирит-пирит-кварцевая, пирит-халькопирит-сфалеритовая, кварц-буланжеритовая, теллуридная и один гипергенный этап (рис. 24).

Золото-арсенопирит-пирит-кварцевая стадия встречена в рудной зоне 1, 2 и 3. Наиболее ранний минерал стадии – пирит I, наблюдающийся в виде метакристаллов пентагондодекаэдрического габитуса в сростании с кварцем I или в виде включений в арсенопирите. *Арсенопирит* наблюдается в виде призматических кристаллов и их сростков длиной до 3 мм в ассоциации с кварцем I. Начиная кристаллизоваться несколько позже пирита I, так как постоянно содержит включения его кристаллов, нередко окаймляя выделения пирита, но чуть раньше кварца I, так как в нем арсенопирит идиоморфен. Основная масса кварца отлагалась в конце стадии в виде крупнозернистого агрегата, нарастающего на пирит I и арсенопирит, и содержащего их идиоморфные зерна. Самородное золото формирует комковидные и изометричные выделения в пирите I и арсенопирите, размером до 0,03 мм.

Пирит-халькопирит-сфалеритовая стадия большей частью выполняет друзовые полости в кварце II и ранних сульфидах, реже наблюдаются явления пересечения и коррозии минералов арсенопирит-пирит-кварцевой стадии в рудной зоне 1 и 2. Сфалерит нередко содержит вкрапленность халькопирита III, располагающуюся вдоль трещин спайности сфалерита, реже наблюдающуюся в виде пятнообразных скоплений. Сфалерит обрастает зерна пирита I, кварца I и арсенопирита, иногда корродирует зерна последнего. Размер выделений сфалерита определяется в основном размером друзовых полостей и в отдельных случаях достигает 4 мм. Пирит II в стадии наблюдается в виде микропрожилков, размером до 1,5 мм. Он находится в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом I. Не содержит примесей. Халькопирит I пересекает пирит I и арсенопирит вместе с кварцем II, и образует сростки со сфалеритом. Еще более редок галенит, также наблюдающийся в сростках со сфалеритом.

Кварц-буланжеритовая стадия встречена спорадически в рудной зоне 1, в котором буланжерит наблюдается в виде одиночных иголок в срастании с кварцем, реже наблюдается в ассоциации с галенитом.

Теллуридная стадия образует тонкодисперсную вкрапленность в гетите, реже в пирротине, спорадически в пирите III и халькопирите III в рудной зоне 3.

Гипергенный этап представлен гетитом и англезитом. За счет окисления галенита образуется англезит. Пирит III, пирротин и халькопирит III замещаются гетитом.

Минералы	Гипогенный этап				Гипергенный этап
	Стадия I	Стадия II	Стадия III	Стадия IV	
	Золото-пирит-арсенопирит-кварцевая	Пирит-халькопирит-сфалеритовая	Кварц-буланжеритовая	Теллуридная	
Самородное золото					
Пирит					
Арсенопирит					
Сфалерит					
Халькопирит					
Пирротин					
Галенит					
Молибденит					
Буланжерит					
Гессит					
Алтаит					
Вольфскит					
Меренскиит					
Мелонит					
Раклиджит					
Кварц					
Гетит					
Англезит					
Кальцит					
Анкерит					
Сидерит					
ПШ					
Барит					
Апатит					
Серицит					

Примечание: Толщина линии соответствует относительной распространенности минерала.

Рис. 24. Схема последовательности минералообразования рудопроявления Дывок.

3.4. Позиция Алгоминского узла в ряду объектов Алданского щита с теллуридной минерализацией

Анализ видового состава минералов Те в золоторудных месторождениях Алданского щита позволил выделить три минеральных типа: Au-Ag-Te, Au-Vi-Te, а также тип, в котором сочетается минерализация обеих систем и выделяемый, как смешанный (Kondratieva et al., 2021). Теллуридная минерализация на площади Алданского щита впервые была установлена в 70-80 годах прошлого века. Эпитермальная золото-теллуридная минерализация описана С.В. Яблоковой и А.А. Ким в Куранахском рудном узле ЦАР

(месторождения Боковое и Дэлбэ). Кроме известных минералов теллура и селена были установлены новые минеральные виды теллуридов – куранахит (Яблокова и др., 1975), яфсоанит, куксит, черемныхит и V, Si-дугганит (Ким и др., 1982, 1988, 1990; Ким, 2000,). В последнее время появились новые сведения о теллуридной минерализации на месторождениях и рудопроявлениях ЦАРР в рудах Лебединского (Добровольская и др., 2016), Эльконского (Белогуб и др., 2018; Новоселов и др., 2019), Джекондинского (Леонтьев, Платонова, 2016; Leontev, Bushuev, 2017), Юхтинского (Краснов и др., 2004; Леонтьев и др., 2018) и Нимгерканского (Кондратьева и др., 2020) рудных полей, а также ряда других золоторудных объектов за пределами ЦАР – Верхне-Токкинского (Глушкова, Никифорова, 2014; Зубков и др., 2020), Верхнеамгинского (Терехов и др., 2016; Каженкина, 2017; Анисимова и др., 2018; Prokoryev et al., 2019; Anisimova et al., 2020), Тыркандинского, Гувилгринского, Алтан-Чайдахского и Алгоминского (Анисимова, Соколов, 2014, 2015; Анисимова и др., 2017; Кардашевская, Анисимова, 2019).

По вышеприведенной типизации месторождение Бодороно относится ко второму - Au-Bi-Te, а рудопроявление Дывок - к смешанному типу.

Au-Bi-Te тип, кроме месторождения Бодороно, распространен на месторождениях Гувилгринского и Алтан-Чайдахского рудных узлов. Здесь развиты теллуриды Bi, в основном теллуровисмутит, реже хедлейит, и сульфотеллуриды Bi – тетрадимит и сульфоцумоит. Ассоциирующими минералами выступают самородный Bi, висмутин, сульфовисмутиды Pb – лиллианит ($Pb_3Bi_2S_6$), бурсаит ($Pb_5Bi_4S_{11}$) и козалит ($Pb_5Bi_2S_5$). Отметим, присутствие Se-содержащего хедлейита и ассоциирующего лайтакарита и Se-содержащего галенита в рудах месторождения Бодороно, а также Pb-содержащего тетрадимита на месторождении Алтан-Чайдах. Большая роль свинца вообще свойственна рудам Au-Bi-Te типа, о чем свидетельствует состав ассоциирующих минералов.

Смешанный Au-Ag-Bi-Te минеральный тип

На месторождениях со смешанной Au-Ag-Bi-Te минерализацией Лебединского, Нимгерканского, Тыркандинского, рудопроявлений Хатырхай Верхнеамгинского и Дывок Верхнеалгоминского узлов сосуществуют минералы обеих систем, а также отмечены единичные зерна таких редких минералов, как меренскиит, раклиджит и мелонит в рудах проявления Дывок. Ассоциирующие минералы разнообразны – самородный висмут, галенит, акантит, шеелит, олово, сульфовисмутиды Pb – лиллианит ($Pb_3Bi_2S_6$), бурсаит ($Pb_5Bi_4S_{11}$) и айкинит ($PbCuBiS_3$), сульфовисмутид Ag – матильдит ($AgBiS_2$), а также Bi-содержащие теннантит-аннивит и теннантит.

Таким образом, в обоих объектах Алгоминского узла развита поздняя теллуридная минерализация. Отличие заключается в видовом составе теллуридов. В рудах месторождения Бодороно присутствуют только теллуриды (селениды) висмута, в рудах рудопроявления Дывок развиты теллуриды висмута, серебра, никеля, свинца и палладия.

На месторождении Бодороно, самородное золото, в основном связано с полиметаллической и висмут-теллуридной стадиями минерализации. В рудах проявления Дывок видимое самородное золото отмечается спорадически, золото преимущественно тонкодисперсное. Об этом свидетельствует золотоносность пирита, арсенопирита и сфалерита по данным анализов.

В свете вышеизложенного сформулировано первое защищаемое положение: **Рудная минерализация на месторождении Бодороно образовалась в три стадии: 1) ранняя – пирит-пирротин-кварцевая, 2) промежуточная – золото-полиметаллическая и 3) поздняя – золото-висмут-теллуридная. Рудопроявление Дывок сформировалось в четыре стадии: 1) ранняя – золото-пирит-арсенопирит-кварцевая, 2) промежуточная – пирит-халькопирит-сфалеритовая, 3) кварц-буланжеритовая и 4) поздняя – теллуридная.**

Глава 4. Условия образования, источники рудного вещества и возраст оруденения Алгоминского рудного узла

4.1. P-T параметры и состав рудообразующего флюида по данным изучения флюидных включений

В ходе выполнения исследований были изучены флюидные включения (ФВ) в кварце из рудных зон месторождения Бодороно и рудопроявления Дывок (Кардашевская и др., 2020; Кардашевская, Пономарева, 2021; Кардашевская и др., 2021; Kondratieva et.al., 2021).

Месторождение Бодороно. В кварце II золото-полиметаллической стадии из всех трех рудных зон и в кварце III из рудной зоны 1 и 2 были установлены первичные и вторичные ФВ. Всего было изучено 6 пригодных двусторонне-полированных пластинок из двух продуктивных стадий.

Вторичные включения не изучались из-за мелких размеров >5 мкм.

По фазовому составу при комнатной температуре первичные включения в кварце II *золото-полиметаллической стадии* подразделены на три типа: 1) однофазные, 2) двухфазные и 3) трехфазные. Однофазные (Г_{CH_4}) ФВ – существенно газовые, размером от 100 до 150 мкм, кляксовидные (рис. 24а). Доля газовой фазы составляет до 100 об.%. Двухфазные ($\text{Г}_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) включения – газовой-жидкие, размером 10–100 мкм, округлые, неправильные, вытянутые, газовая фаза содержит до 20 об.% (рис. 24б). Трехфазные ($\text{Г}_{\text{CO}_2} + \text{CH}_4 + \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) ФВ – водно-углекислотные, размером от 10 до 100 мкм, округлые, угловатые, вытянутые, с формой отрицательной огранки (рис. 24в). Газовый пузырек занимает около 20 об.%.

Включения 2 типа гомогенизируются ($\text{T}_{\text{ГОМ}}$) в жидкую фазу при среднетемпературных значениях $270\text{--}300^\circ\text{C}$ (рис. 25а). Температура эвтектики ($\text{T}_{\text{ЭВТ}}$) варьирует в интервале от $-20,5\text{...}-23,8$ что свидетельствует о $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ солевой системе растворов. Температура плавления льда ($\text{T}_{\text{ПЛ.ЛьДА}}$) в этих включениях равна $-1,5\text{...}-3,0^\circ\text{C}$, что соответствует концентрации солей растворов 2.6–5.0 мас.%-экв. NaCl (рис. 26). Жидкая углекислота (Ж_{CO_2}) во

включениях 3 типа гомогенизируется в газ при температурах 29–30° С. Давление флюида составляет 0,1 кбар. По данным Рамановской спектроскопии, газовая фаза ФВ третьего типа состоит из смеси CO₂ (68.4 мол.%) и CH₄ (31.6 мол.%) (табл. 13).

В кварце III *золото-висмут-теллуридной стадии* были найдены первичные включения двух типов: 1) двухфазные (Г_{CO₂} + Ж_{H₂O}) – газожидкие, размером от 10 до 70 мкм, округлые, неправильные, вытянутые, газовая фаза содержит до 40 об.% (рис. 24г); 2) трехфазные (Г_{CO₂} + CH₄ + N₂ + Ж_{CO₂} + Ж_{H₂O}) – водно-углекислотные, размером 10–100 мкм, округлые, угловатые, с формой отрицательной огранки (рис. 24д). Газовый пузырек занимает около 20 об.%.

T_{ГОМ} в жидкую фазу во 2 типе включений происходит при более низких значениях 145–200° С (рис. 25б). T_{ЭВТ} лежит в интервале от -21,2 до -37,2° С, где, вероятно, в растворе преобладают хлориды Na, а более низкие значения T_{ЭВТ} указывают, предположительно, на присутствие FeCl₂ и MgCl₂. Концентрация солей в растворе низкая и варьирует от 1.9 до 3.4 мас.%-экв. NaCl (рис. 26). Ж_{CO₂} во включениях 3 типа гомогенизируется в газ при T_{ГОМ}=28–29°С. Давление флюида 0,1 кбар. По данным Рамановской спектроскопии газовая составляющая ФВ третьего типа представлена CO₂ (95.2 мол.%), N₂ (2.9 мол.%) и CH₄ (1.9 мол.%) (табл. 13).

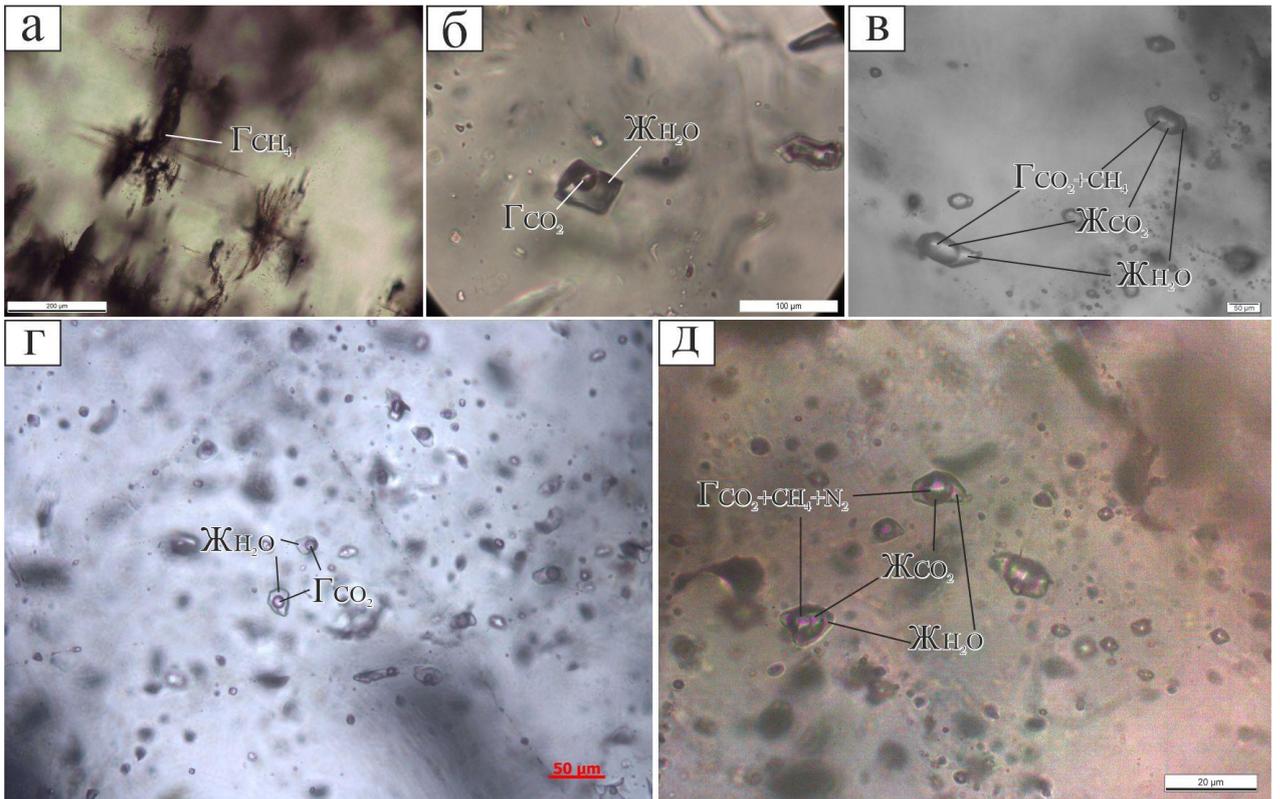


Рис. 24. Типы первичных флюидных включений в кварце золото-полиметаллической (а–в) и золото-висмут-теллуридной (г–д) стадий месторождения Бодороно: а – однофазные; б, г – двухфазные; в, д – трехфазные. Г – газ, Ж – жидкость.

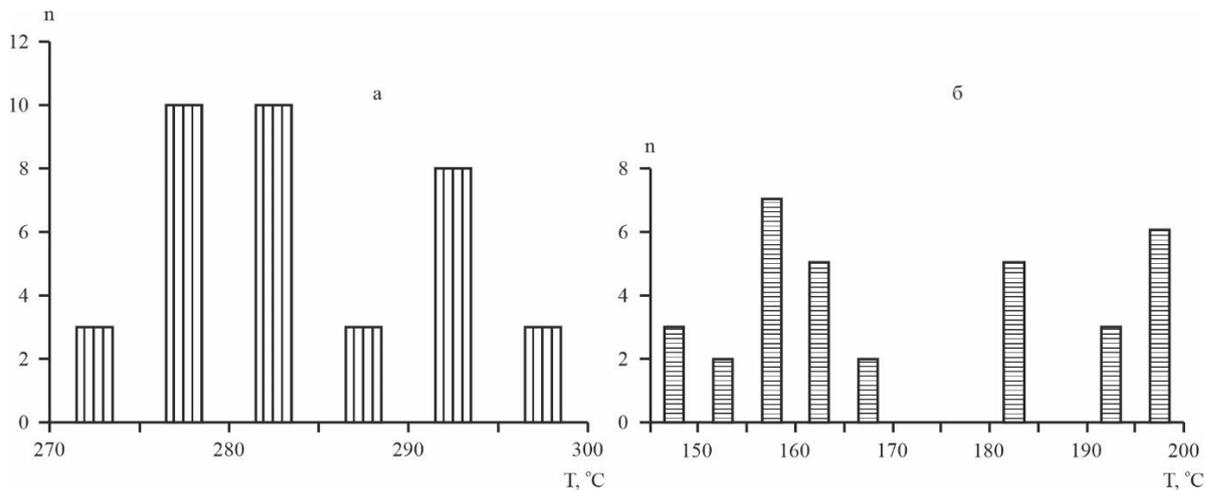


Рис. 25. Гистограммы температур гомогенизации флюидных включений для двух продуктивных стадий минералообразования месторождения Бодороно: а – золото-полиметаллическая, б – золото-висмут-теллуридная.

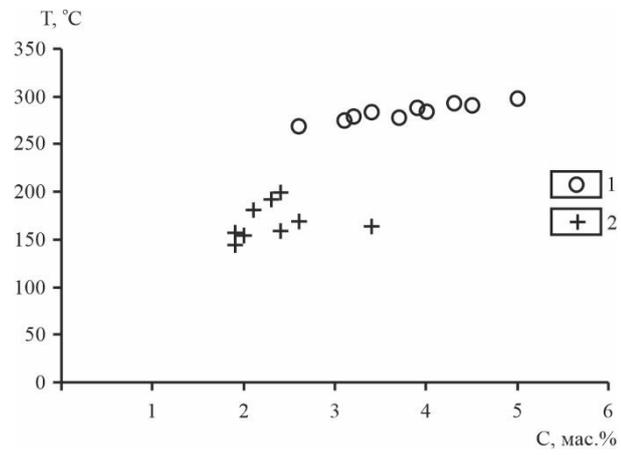


Рис. 26. Диаграмма температура-концентрация для флюидных включений двух продуктивных стадий минералообразования месторождения Бодороно: 1 – золото-полиметаллическая, 2 – золото-висмут-теллуридная.

Результаты крио- и термометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце двух продуктивных стадий минералообразования

№ обр	Минер.	Минер. стадия	ФВ	n	Вид ГОМОГ-и	T _{гом} , °C	T _{эвт} , °C	T _{пл.льда} , °C	T _{гом} CO ₂ , °C	C, мас. % экв. NaCl	Состав солей	Состав газовой фазы		
												CO ₂	CH ₄	N ₂
<i>Рудная зона 1</i>														
001-15	Кварц	Au-Polym	П(II)	12	Ж	270...285	-23,8...-21,0	-1,5...-2,0	-	2.6–3.4	Na	-	-	-
			П(III)	6	Г	-	-	-	29,0...30,0	-	-	-	68.4	31.6
1А	Кварц	Au-Bi-Tel	П(II)	12	Ж	158...165	-30,0...-37,2	-1,1...-2,0	-	1.9–3.4	Na, Fe, Mg	-	-	-
			П(III)	5	Г	-	-	-	28,3...28,8	-	-	-	95.2	1.9
<i>Рудная зона 2</i>														
009-1	-	Au-Polym	П(II)	10	Ж	280...297	-21,7...-20,5	-1,9...-3,0	-	3.2–5.0	Na	-	-	-
			П(III)	5	Г	-	-	-	29,0...29,5	-	-	-	68.4	31.6
3-К-16	-	Au-Bi-Tel	П(II)	7	Ж	145...170	-21,2...-35,7	-1,1...-1,5	-	1.9–2.6	Na, Fe, Mg	-	-	-
			П(III)	5	Г	-	-	-	28,0...29,0	-	-	-	95.2	1.9
10-К-16	-	Au-Bi-Tel	П(II)	14	Ж	182...200	-25,4...-37,0	-1,2...-1,4	-	2.1–2.4	Na, Fe, Mg	-	-	-
			П(III)	8	Г	-	-	-	28,5...29,0	-	-	-	95.2	1.9
<i>Рудная зона 3</i>														
017-1	-	Au-Polym	П(II)	15	Ж	279...292	-23,8...-20,5	-2,2...-2,7	-	3.7–4.5	Na	-	-	-
			П(III)	7	Г	-	-	-	29,5...30,0	-	-	-	68.4	31.6

Рудопроявление Дывок. В кварце I золото-арсенопирит-пиритовой стадии из рудной зоны 1 и 2, в кварце II пирит-халькопирит-сфалеритовой стадии из рудной зоны 2 и в кварце III теллуридной стадии из рудной зоны 2 были установлены первичные, первично-вторичные и вторичные ФВ. Всего было изучено 7 пригодных двусторонне-полированных пластинок из трех минеральных стадий. Вторичные включения не подвергались изучению из-за мелких размером >5 мкм.

По фазовому составу при комнатной температуре первичные включения в кварце I *золото-арсенопирит-пиритовой стадии* подразделены на два типа: 1) двухфазные – ($\Gamma_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) включения – газовой-жидкие, размером 10–40 мкм, округлые, неправильные, вытянутые, газовая фаза содержит до 30 об.% (рис. 27а); 2) трехфазные ($\Gamma_{\text{CO}_2} + \text{CH}_4 + \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{CO}_3^{2-} + \text{T-фаза}$) ФВ – водно-углекислотные, размером от 10 до 70 мкм, округлые, вытянутые, с формой отрицательной огранки (рис. 27б, в). Газовый пузырек занимает около 50 об.%.

Включения 2 типа гомогенизируются ($T_{\text{гом}}$) в жидкую фазу при среднетемпературных значениях 310–360° С (рис. 28а). Температура эвтектики ($T_{\text{эвт}}$) варьирует в интервале от –30,0...–35,3 что свидетельствует о NaCl–H₂O солевой системе растворов с возможной примесью MgCl₂ и FeCl₂. Температура плавления льда ($T_{\text{пл.льда}}$) в этих включениях равна –0,5...–6,0° С, что соответствует концентрации солей растворов 0.9–9.2 мас.%-экв. NaCl (рис. 29). Жидкая углекислота (Ж_{CO_2}) во включениях 3 типа гомогенизируется в газ при температурах 29,3–30,5° С. Давление флюида составляет 0,1 кбар. По данным Рамановской спектроскопии, в газовой фазе ФВ третьего типа абсолютно преобладает CO₂ (97.0 мол.%) и следы CH₄ (3.0 мол.%) (табл. 14). В виде твердых фаз обнаружен давсонит (NaAlCO₃(OH)₂) самородная сера (S). В составе водного раствора постоянно присутствует карбонат-ион (CO₃²⁻).

В кварце II *пирит-халькопирит-сфалеритовой стадии* были найдены первично-вторичные включения одного типа: 1) двухфазные ($\Gamma_{\text{CO}_2} + \text{CH}_4 +$

ЖН₂О) – газовой-жидкие, размером от 10 до 100 мкм, неправильные, газовая фаза содержит до 20 об.% (рис. 27г);

$T_{\text{гом}}$ в жидкую фазу во 2 типе включений происходит при более низких значениях 170–227° С (рис. 28б). $T_{\text{эвт}}$ лежит в интервале от -18,5 до -22,4° С, где, вероятно, в растворе преобладают хлориды Na. Концентрация солей в растворе низкая и варьирует от 3.9 до 6.0 мас.%-экв. NaCl (рис. 29). По данным Рамановской спектроскопии газовая составляющая ФВ второго типа представлена CO₂ (95.9 мол.%) и CH₄ (4.1 мол.%) (табл. 14).

По фазовому составу при комнатной температуре первичные и первично-вторичные включения в кварце III *теллуридной стадии* подразделены на два типа: 1) двухфазные и 2) трехфазные. Двухфазные (ГСО₂ + CH₄ + N₂ + ЖН₂О) включения – газовой-жидкие, размером 10–60 мкм, неправильные, вытянутые, газовая фаза содержит до 20 об.% (рис. 27д). Трехфазные (ГСО₂ + CH₄ + N₂ + ЖСО₂ + ЖН₂О) ФВ – водно-углекислотные, размером от 10 до 40 мкм, вытянутые, с формой отрицательной огранки (рис. 27е). Газовый пузырек занимает около 20 об.%.

Включения 2 типа гомогенизируются ($T_{\text{гом}}$) в жидкую фазу при низкотемпературных значениях 160–213° С (рис. 28в). Температура эвтектики ($T_{\text{эвт}}$) варьирует в интервале от -20,6...-24,0 что свидетельствует о NaCl–H₂O солевой системе растворов. Температура плавления льда ($T_{\text{пл.льда}}$) в этих включениях равна -2,5...-4,2° С, что соответствует концентрации солей растворов 4.2–6.7 мас.%-экв. NaCl (рис. 29). Жидкая углекислота (ЖСО₂) во включениях 3 типа гомогенизируется в газ при температурах 30,0–30,5° С. По данным Рамановской спектроскопии, газовая фаза ФВ третьего типа состоит из смеси CO₂, CH₄ и N₂ (табл. 14).

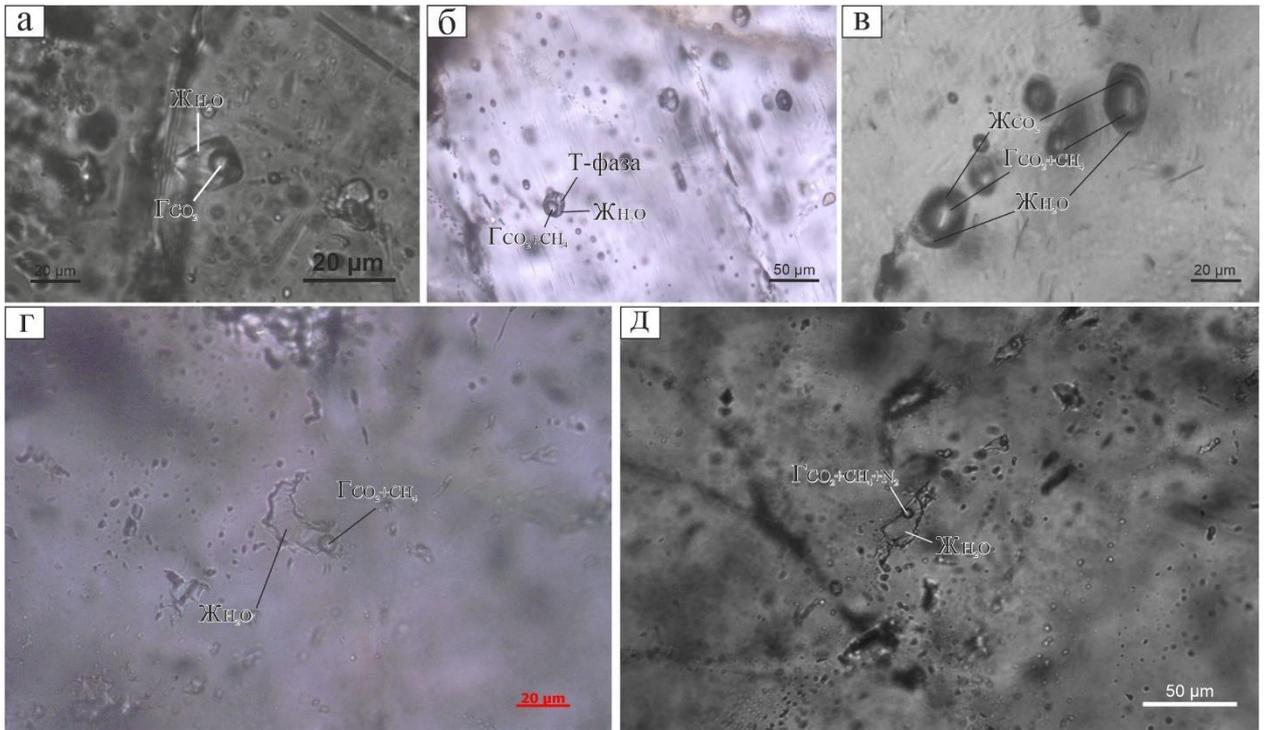


Рис. 27. Типы первичных и первично-вторичных флюидных включений в кварце золото-арсенопирит-пиритовой (а–в), пирит-халькопирит-сфалеритовой (г) и теллуридной (д) стадий минералообразования рудопроявления Дывок: а, г, д – двухфазные; б, в – трехфазные. Г – газ, Ж – жидкость, Т-фаза – твердая фаза.

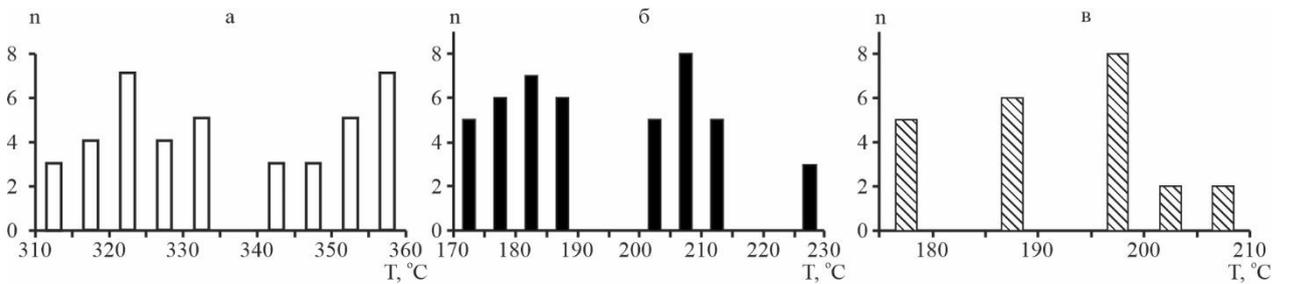


Рис. 28. Гистограммы температур гомогенизации флюидных включений для трех стадий минералообразования рудопроявления Дывок: а – золото-арсенопирит-пирит-кварцевая, б – пирит-халькопирит-сфалеритовая, в – теллуридная.

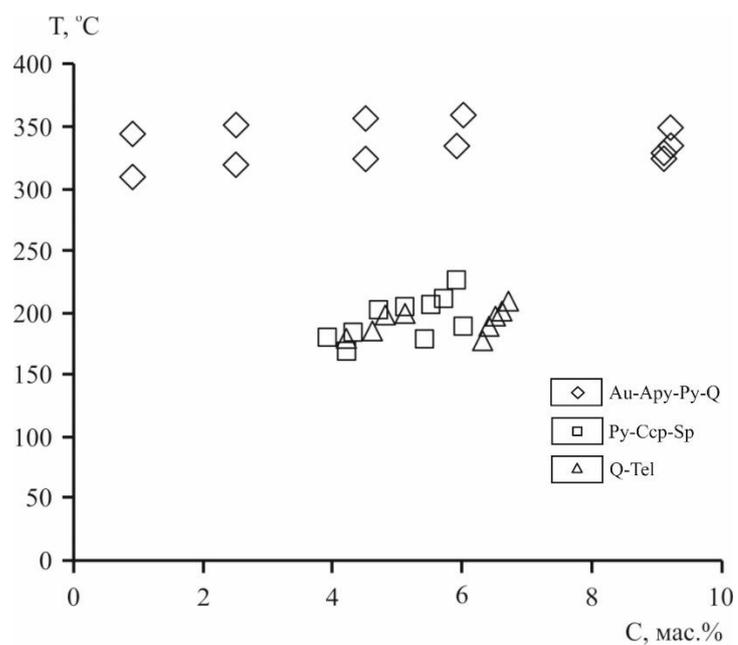


Рис. 29. Диаграмма температура-концентрация для флюидных включений трех стадий минералообразования рудопроявления Дывок: 1 – золото-арсенопирит-пирит-кварцевая, 2 – пирит-халькопирит-сфалеритовая, 3 – теллуридная.

Таблица 14

Результаты крио- и термометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце трех стадий
минералообразования рудопроявления Дывок

№ обр	Минер.	Минер. стадия	ФВ	n	Вид гомог-и	T _{гом} , °C	T _{эвт} , °C	T _{пл. льда} , °C	T _{гом CO₂} , °C	C, мас. % экв. NaCl	Состав солей	Состав газовой фазы		
												CO ₂	CH ₄	N ₂
<i>Рудная зона 1</i>														
1-КВ-18	Кварц	Au-Ару-Ру	П(II)	15	Г	345...360	-30,0...-35,0	-3,7...0,5	-	0,9-6,0	Mg, Fe, Na	-	-	-
			П(III)	10	Ж	-	-	-	29,6...30,5	-	-	-	97,0	3,0
11-КВ-18	-	Au-Ару-Ру	П(II)	12	Г	310...335	-33,0...-35,3	-3,6...0,5	-	0,9-5,9	Mg, Fe, Na	-	-	-
			П(III)	7	Ж	-	-	-	29,3...30,2	-	-	-	97,0	3,0
<i>Рудная зона 3</i>														
4-КВ-18	Кварц	Au-Ару-Ру	П(II)	14	Г	325...350	-30,0...-35,0	-5,9...-6,0	-	9,1-9,2	Mg, Fe, Na	-	-	-
			П(III)	9	Ж	-	-	-	29,9...30,3	-	-	-	97,0	3,0
13-КВ-18	-	Ру-Сср-Sp	П-В(II)	28	Г	181...227	-18,5...-21,7	-2,3...-3,6	-	3,9-5,9	Na	95,9	4,1	-
16-КВ-18	Кварц	Ру-Сср-Sp	П(II)	12	Г	170...190	-18,5...-22,4	-2,5...-3,7	-	4,2-6	Na	95,9	4,1	-
18-КВ-18	-	Tel	П-В(II)	8	Г	160...213	-21,7...-22,0	-3,9...-4,2	-	6,3-6,7	Na	+	+	+
			П(III)	6	Ж	-	-	-	30,0...30,5	-	-	-	-	-
20-КВ-18	Кварц	Tel	П(II)	13	Г	180...200	-20,6...-24,0	-2,5...-3,2	-	4,2-5,1	Na	+	+	+
			П(III)	5	Ж	-	-	-	30,1...30,5	-	-	-	-	-

Изучение флюидных включений рудоносного кварца Алгоминского рудного узла (месторождения Бодороно и рудопроявления Дывок) выявило постепенное снижение температуры гомогенизации флюида по мере смены стадий минералообразования от ранних к поздним. Также прослеживается снижение концентрации солей флюидов от ~9 мас.% NaCl-экв. на ранних стадиях развития гидротермальной системы до ~0.9 мас.% NaCl-экв. на поздних, что говорит о разбавлении первичного раствора метеорными водами в процессе его эволюции. Кроме того, прослеженные температуры эвтектики свидетельствуют о сложном составе солей, содержащего хлориды Na, Mg и Fe. Рамановская спектроскопия выявила наличие CO₂ в газовой фазе всех минеральных стадий, а также показала присутствие метана и азота. Отличие месторождения Бодороно в том, что в газовой фазе CH₄ составляет 30 мол.%, когда как на рудопроявлении Дывок 3–4 мол.%.

Таким образом, вытекает второе защищаемое положение: *Продуктивные (Au-Polym, Au-Bi-Tel) стадии минералообразования на месторождении Бодороно происходили из двух типов флюидов: 1) хлоридно-натриевого состава с низкой соленостью при среднетемпературных условиях (270–300° C) с присутствием CO₂ и CH₄ в газовой фазе, и 2) хлоридно-натрий-железо-магниевого состава на фоне некоторого понижения солености при низкотемпературных условиях (145–200° C) с присутствием CO₂, CH₄ и N₂ в газовой фазе. Золотоносная (Au-Apy-Py-Q) стадия минералообразования на рудопроявлении Дывок формировалась из флюида хлоридно-натрий-железо-магниевого состава с невысокой соленостью при среднетемпературных условиях (310–360° C) с присутствием CO₂ и CH₄ в газовой фазе.*

4.2. Источники рудного вещества

4.2.1. Оценка источника вещества по изотопному составу свинца

Для оценки источника вещества с помощью анализа изотопного состава свинца использовано 11 монофракций сульфидов (галенит, пирит, сфалерит, халькопирит и пирротин) в независимости от минеральных стадий, которые характеризуют три рудные зоны (РЗ) месторождения Бодороно (табл. 14): РЗ-1 (8 проб), РЗ-2 (2 пробы) и РЗ-3 (2 пробы).

Результаты измерений представлены в таблице 15 и приведены на рисунках 30а и б.

Месторождение Бодороно. Измеренные изотопные отношения свинца для изученных сульфидов варьируют в пределах: для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 16.40 до 18.58, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 15.29 до 15.63 и для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 36.23 до 38.87, соответственно (табл. 14) (Кардашевская и др., 2021).

Изотопный состав свинца из различных галенитов РЗ-1 на диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ демонстрирует абсолютную однородность в пределах точности измерения (рис. 30а, б). В тоже время изотопные характеристики свинца в других сульфидах из различных зон месторождения демонстрируют существенный разброс значений на двух диаграммах изотопных отношений Pb. При этом содержание Pb в указанных сульфидах является достаточно низким.

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 5-К-16 из РЗ-2 и образца сфалерита 7-К-16 из РЗ-1 (рис. 30а). 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

(Kramers, Tolstikhin, 1997), который находится существенно ниже линии смешения сульфидов месторождения Бодороно. Формирование золото-полиметаллической минерализации, предположительно, связано с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией, при этом вмещающие породы имеют раннеархейский возраст. На диаграмму вынесен модельный тренд эволюции изотопного состава свинца в ранне-архейской коре Сибирского кратона. 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 РЗ-3, представленной образцом пирита 6-К-16, поскольку изотопные характеристики Рb в этом образце наиболее близки к составу архейской коры в мезозойский период её эволюции. Смещение изотопных характеристик Рb в более древний период обусловлено тем, что изотопный состав Рb в исследуемых сульфидах формировался при участии Рb, переотложенного из сульфидов более ранней протерозойской генерации и Рb, представляющего собой продукт полной гомогенизации свинца между различными минералами архейских пород в мезозойское время. Изотопные характеристики Рb в галенитах РЗ-1 демонстрируют существенную долю компонента, унаследованного из архейской коры. Всё это указывает на то, что рудное вещество в месторождении не связано с глубинным мантийным источником, а является результатом перераспределения рудного вещества в пределах вмещающих пород, индуцируемого циркуляцией растворов. Отклонение сульфидов с низким содержанием Рb из различных рудных зон, от линейной зависимости, представляющей линию смешения, скорее всего, является результатом изотопного обмена с сосуществующими минералами, характеризующимися повышенным отношением U/Pb.

На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ галениты месторождения Бодороно находятся на линии эволюции Pb в архейской коре Сибирского кратона, что также указывает на генетическую связь рудного вещества с континентальной корой (рис. 30б). При этом большинство точек, представляющих изотопный состав Pb в сульфидах с низким содержанием свинца 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.

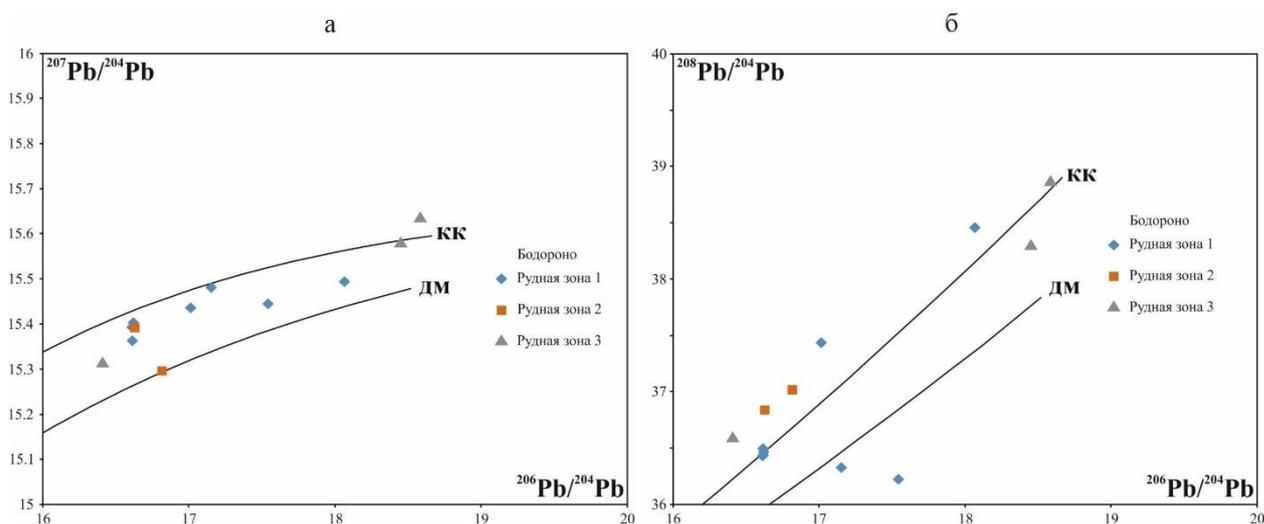


Рис. 30. Pb-Pb диаграммы для сульфидов месторождения Бодороно. На диаграммах приведены тренды изотопной эволюции Pb в деплетированной мантии (ДМ) и континентальной коре (КК) по модели Крамерса-Толстикхина (Kramers, Tolstikhin, 1997).

Для сравнения использованы Pb-Pb данные по золоторудному месторождению Бамское и рудопроявлению Петровское, расположенные в южной части Алдано-Станового щита и имеющие раннемеловой возраст (140 – 100 млн. лет) (Неймарк и др., 1996).

Месторождение Бамское расположено в северной части Становой области и находится под влиянием долгоживущего Станового разлома

(Моисеенко, Эйриш, 1996; Неймарк и др., 1996). Месторождение приурочено к юго-западной части Чубачинского массива гранитов раннепротерозойского возраста и сложено эруптивными брекчиями андезитового состава, а также выделяется развитием субвулканических интрузий и даек раннемелового состава. Золоторудная минерализация связана с зоной березитизированных пород. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, прожилками и штокверками. Главными нерудными минералами являются кварц, карбонаты, полевые шпаты и серицит. Наиболее распространенными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, шеелит и самородное золото, также среди сульфидов выделены сульфосоли и теллуриды.

Изотопный состав Pb в галенитах месторождения Бамское весьма однороден (рис. 31). Измеренные значения для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 16.42–16.58, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.21–15.27 и для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.16–37.37 (табл. 15). На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ все фигуративные точки образуют достаточно компактную группу и попадают на тренд изотопной эволюции Pb в деплетированной мантии. На рисунке 31 точки расположены выше тренда изотопной эволюции Pb в континентальной коре.

Рудопроявление Петровское находится в Становой области и непосредственно связано с одноименным разломом (Неймарк и др., 1996). Вмещающие породы представлены диафторированными гнейсами и кристаллическими сланцами верхнеалданской свиты. Часть рудных тел размещена среди юрских черных сланцев. Интрузивные образования сложены мезозойскими дайками гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Рудные тела контролируются зонами бластомилонитов и состоят из кварцевых жил. Основными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и самородное золото.

Величины изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в сульфидах рудопроявления Петровское изменяются в значительных пределах: 17.04–17.62, 15.62–15.84 и 38.11–39.42, соответственно (табл. 15). В целом,

точки изотопного состава Pb сульфидов лежат выше эволюционной кривой Pb в континентальной коре и отличаются от оценок классической модели Крамерса-Толстихина (рис. 31).

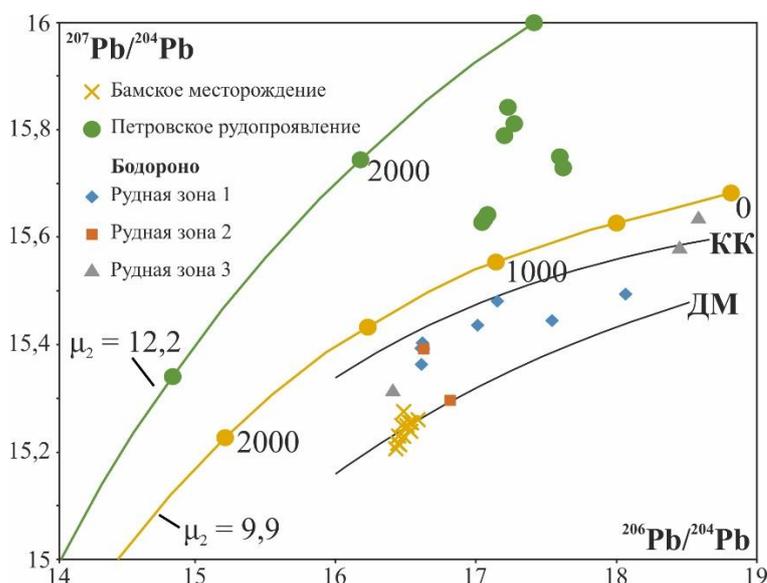


Рис. 31. Pb-Pb диаграммы для сульфидов месторождения Бодороно. На диаграммах приведены тренды изотопной эволюции Pb в деплетированной мантии (ДМ) и континентальной коре (КК) по модели Крамерса-Толстихина (Kramers, Tolstikhin, 1997). Кроме того, на диаграмме показаны Pb-Pb данные для золоторудных месторождений Бамское и Петровское, расположенные в южной части Алдано-Станового щита (Неймарк и др., 1996).

Сопоставление результатов Pb-Pb данных золоторудных месторождений южной части Алдано-Станового щита приведено на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 31). В целом, точки изотопного состава Pb сульфидов с большим разбросом лежат в области диаграммы между эволюционными кривыми Pb корового и мантийного источников. При этом выделяются три области не перекрывающихся между собой. Точки изотопного состава Pb сульфидов месторождения Бамское приурочены к деплетированной мантии. Рудопроявление Петровское напротив тяготеет к эволюционной кривой континентальной коры. Для района месторождения Бамское вычисленная величина μ_2 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) в коровом источнике равна 9,9, что достаточно близко 9,74, принятому в модели Стейси-Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) для

среднекорового Pb. Не исключено, что в этом случае коровый протолит был сформирован незадолго до процесса (гранулитового метаморфизма?), вызвавшего в этом источнике резкое снижение величины U/Pb отношения. Для рудопроявления Петровское вычисленная величина $\mu_2=12.2$ существенно больше модельного значения 9.74, что предполагает длительную коровую историю протолита до времени порядка 2.7 млрд лет назад, когда на него было наложено геологическое событие, вызвавшее существенное снижение величины m . Таким образом, полученные данные предполагают более древний возраст коры в районе рудопроявления Петровское по сравнению с корой в районе месторождения Бамское и сходство их геологической эволюции, начиная со времени порядка 2.7 млрд лет назад (Неймарк и др., 1996).

Тогда как изотопные характеристики Pb в сульфидах месторождения Бодороно расположены между коровой и мантийной эволюционной кривой, между месторождением Бамское и рудопроявлением Петровское, можно предположить о смешанном мантийно-коровом источнике вещества.

Таблица 15

Изотопный состав Pb сульфидов месторождения Бодороно и золоторудного месторождения Бамское и рудопроявления Петровское (Алдано-Становой щит)

Образец	Минерал	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
<i>Месторождение Бодороно</i>				
<i>Рудная зона 1</i>				
2-АН-12	Галенит	16.6186	15.3934	36.4729
3-АН-12	Галенит	16.6097	15.3633	36.4438
4-АН-12	Галенит	16.617	15.404	36.4927
2-К-16	Галенит	16.6121	15.394	36.4497
2-АН-12	Сульфид	17.0105	15.4363	37.4427
6-АН-12	Сульфид	17.1501	15.481	36.3332
4-К-16	Пирит	17.5397	15.4455	36.232
7-К-16	Сфалерит	18.0648	15.495	38.4631
<i>Рудная зона 2</i>				
1-К-16	Халькопирит	16.6258	15.3924	36.8453
5-К-16	Пирит	16.8141	15.2962	37.0249

<i>Рудная зона 3</i>				
6-К-16	Пирит	18.4485	15.5811	38.3026
6-К-16	Пирит	18.5827	15.6351	38.874
017/1	Пирротин	16.4053	15.3142	36.5988
<i>Бамское месторождение</i>				
Ш-4/5-1	Галенит	16.531	15.240	37.299
Ш-4/5-2	Галенит	16.478	15.229	37.238
Ш-4/5-3	Галенит	16.468	15.251	37.306
Ш-4/5-4	Галенит	16.443	15.231	37.237
Ш-4/5-5	Галенит	16.425	15.207	37.163
Ш-4/5-5	Галенит	16.438	15.219	37.201
Ш-4/5-5	Галенит	16.482	15.276	37.403
Ш-4/5-5	Галенит	16.437	15.218	37.207
RT-4	Галенит	16.541	15.254	37.348
TR-40	Галенит	16.521	15.255	37.338
С-2/Щ	Галенит	16.584	15.261	37.374
<i>Петровское месторождение</i>				
10/9	Галенит	17.065	15.640	38.792
10/23	Галенит	17.042	15.628	38.659
XVI-34-1-(2)	Галенит	17.597	15.750	38.116
XVI-34-1-(2)	Галенит	17.624	15.731	38.114
10/9	Пирит	17.235	15.841	39.429
10/9	Пирит	17.195	15.789	39.205
V96с	Пирит	17.054	15.634	38.573
V96с	Пирит	17.274	15.812	39.079

4.2.2. Оценка источника вещества по изотопному составу серы сульфидов

Для оценки источника рудного вещества изучен изотопный состав серы сульфидов из золотоносных кварцевых жил рудопроявления Дывок (Кардашевская, Анисимова, 2021; Кардашевская и др., 2021). Исследования стабильных изотопов $\delta^{34}\text{S}$ дают важную информацию об источниках серы, что необходимо для генетической интерпретации рудных месторождений [Hoefs, 2009; Shanks, 2013 и др.]. Нами изучен изотопный состав для трех образцов, состоящих из пирротина, пирита и сфалерита из рудных зон (PЗ) 1, 3 и 4. Результаты измерений приведены на рисунке 32, получен узкий диапазон значений изотопного состава серы сульфидов: для пирротина из PЗ-3 $\delta^{34}\text{S}$

составляет +2.9‰; для пирита и сфалерита $\delta^{34}\text{S} = +4.5\text{‰}$ из РЗ-4 и РЗ-1 (рис.32).

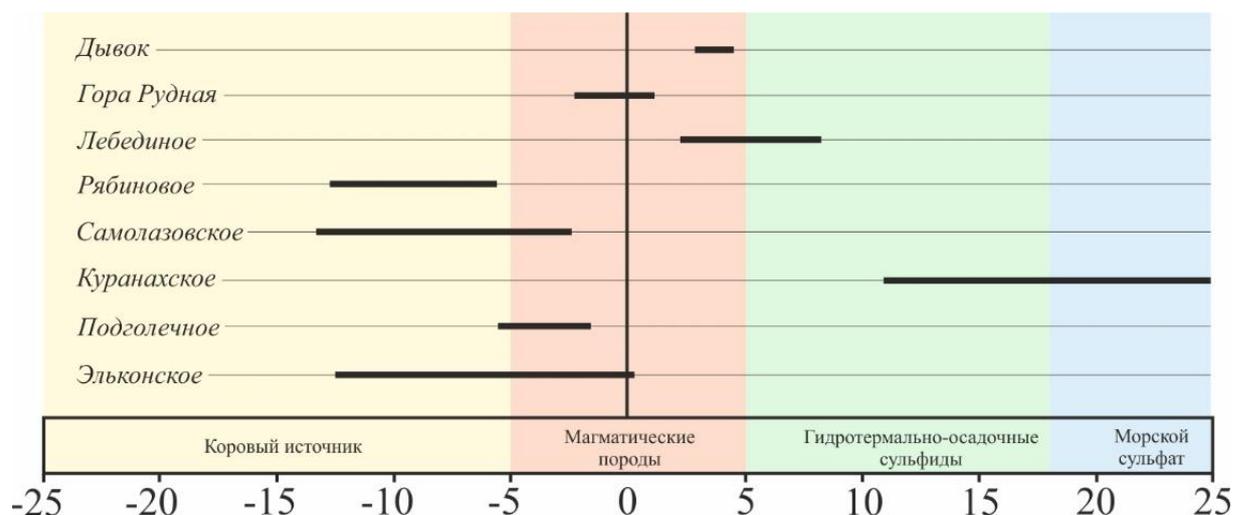


Рис. 32. Изотопный состав серы сульфидов рудопрооявления Дывок и золоторудных месторождений золота Центрально-Алданского рудного района (по Гузеву и др., 2021 с изменениями и дополнениями автора).

Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов золоторудных месторождений Центрально-Алданском рудного района (ЦАРР) изучен многими авторами (Бойцов и др., 2006; Кочетков, 2006; Добровольская и др., 2016; Борисенко и др., 2017; Русинова, Леонтьев, 2017; Гузев и др., 2021 и др.), ими получен широкий диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ (рис.32). Несмотря на существенный разброс данных изотопных характеристик (от -13,4 до +30‰), большинство значений $\delta^{34}\text{S}$ попадают в область магматического источника серы $\delta^{34}\text{S} \pm 5$ (рис. 32). Облегченный изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ характерен для Эльконского рудного поля ($\delta^{34}\text{S} = +0.1 \dots -12.6\text{‰}$), Рябинового ($\delta^{34}\text{S} = -5.7 \dots -12.8\text{‰}$) и Самолазовского ($\delta^{34}\text{S} = -2.5 \dots -13.4\text{‰}$) месторождений, что интерпретировано авторами, как участие серы осадочного происхождения в рудообразовании. Авторы статей (Добровольская и др., 2016; Гузев и др., 2021), приводя значения изотопного состава серы в пределах ($\delta^{34}\text{S} = +2.15 \dots +8.07\text{‰}$ и $\delta^{34}\text{S} = +11 \dots +30\text{‰}$) для Лебединого и Куранахского рудных полей, считают, что источником серы послужили терригенные и карбонатные породы. Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов рудопрооявления Дывок отличаются от вышеописанных месторождений и

занимают положение близкое к нулю (рис.32). Такие же близкие к нулю и с узким диапазоном значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов были получены для месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидного состава, находящихся на Северо-Востоке Якутии – Тютютяк, Неннели, Эргелях, Лего-Дыбинское, Галечное и др (Vikent'eva et.al., 2018). Эти результаты авторами были проинтерпретированы, как единое гидротермальное событие с участием серы мантийно-магматического происхождения.

Таким образом, полученный изотопный состав серы сульфидов проявления Дывок может указывать на единый гидротермальный источник мантийно-магматического происхождения (Ohmoto, 1986).

4.2.3. Оценка источника вещества по изотопному составу Os

Результаты Re-Os изотопного анализа трех сульфидов (6-7-КВ-18, 11-КВ-18 и 20-КВ-18) кварцевых жил из рудной зоны 1, 2 и 3 рудопроявления Дывок представлены в таблице 16 и на рисунке 33 (Кардашевская и др., 2021).

Таблица 16

Результаты Re-Os изотопного анализа монофракций арсенопирита и халькопирита рудопроявления Дывок

Образец	Номер навески	Навеска, мг	Re, мг/г	Os, мг/г	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	err, %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	err, %	error
Арсенопирит									
6-7-КВ-18	6179	199,86	1,44	0,031	257,5	0,403	1,3432	0,775	0,0104
6-7-КВ-18	6180	189,49	1,36	0,073	96,33	0,561	0,7742	1,632	0,0126
6-7-КВ-18	6181	100,79	2,46	0,139	92,19	0,864	0,7709	0,902	0,0070
6-7-КВ-18	6182	101,79	2,49	0,044	324,9	0,787	1,6953	0,550	0,0093
6-7-КВ-18	6183	63,37	3,50	0,147	126,0	0,333	0,9300	0,667	0,0062
Халькопирит									
11-КВ-18	6184	122,30	5,72	0,035	1169	0,578	3,9239	0,732	0,0287
11-КВ-18	6185	109,85	1,41	0,026	471,8	0,603	4,8295	0,432	0,0209
11-КВ-18	6186	123,81	4,11	0,105	210,9	0,579	1,0818	0,992	0,0107
11-КВ-18	6187	105,94	6,49	0,081	464,0	0,645	1,7448	0,547	0,0095
11-КВ-18	6188	107,21	3,53	0,049	529,3	0,647	4,2429	0,357	0,0152
Арсенопирит									

20-КВ-18	6174	132,74	9,39	0,065	1168,7	0,136	5,3026	0,851	0,0451
20-КВ-18	6191	118,27	9,41	0,067	1091,5	3,474	4,9237	0,419	0,0206
20-КВ-18	6193	112,30	15,3	0,083	2103	0,407	10,6311	0,100	0,0106
20-КВ-18	6194	139,84	14,2	0,059	1678	0,605	3,5825	0,844	0,0302
20-КВ-18	6195	127,04	9,33	0,075	894,4	0,437	3,9442	0,574	0,0226

Примечание. егг% и егг – относительная и абсолютная погрешности соответствующего изотопного отношения.

Из полученных данных видно, что монофракции арсенопирита и халькопирита значительно различаются друг от друга в содержании рения и осмия (табл.16). Если содержание рения в арсенопиритах 6-7-КВ-18 и 20-КВ-18 варьирует от 1,44 до 15,3 мг/т, а осмия 0,03 до 0,15 мг/т, то халькопирит 11-КВ-18 обогащен рением в ~3 раза меньше – от 1,41 до 6,49 мг/т, а содержание осмия равно – 0,03–0,10 мг/т. По содержанию осмия изученные сульфиды сопоставимы с таковыми для пиритов рифа Стейн и отличаются от гидротермальных сульфидных месторождений золота (рис. 33) (Kirk et.al., 2002).

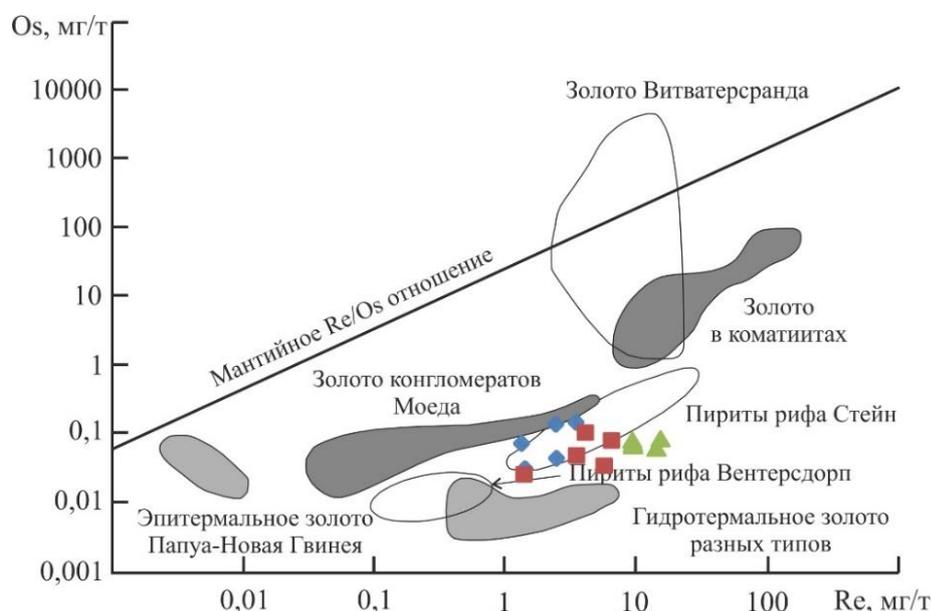


Рис. 33. Диаграмма распределения содержания Re и Os в рудных минералах золоторудных месторождений (Hattori, Keith, 2001; Kirk J. et.al., 2002). Фигуративные точки монофракций сульфидов рудопроявления Дывок.

Изотопный состав осмия трех изученных сульфидов заметно отличается друг от друга (табл. 16). В арсенопирите 6-7-КВ-18 величина измеренного

отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составляет 0,77–1,69‰, то для халькопирита 11-КВ-18 находится в интервале 1,08–4,83‰, а для арсенопирита 20-КВ-18 изменяется от 3,58 до 10,63‰, что существенно выше, чем для мантийных ($\sim 0,1296$), но типично для коровых значений (>1) (Esser, Turekian, 1993; Meisel et al., 1996; Бушмин и др., 2013).

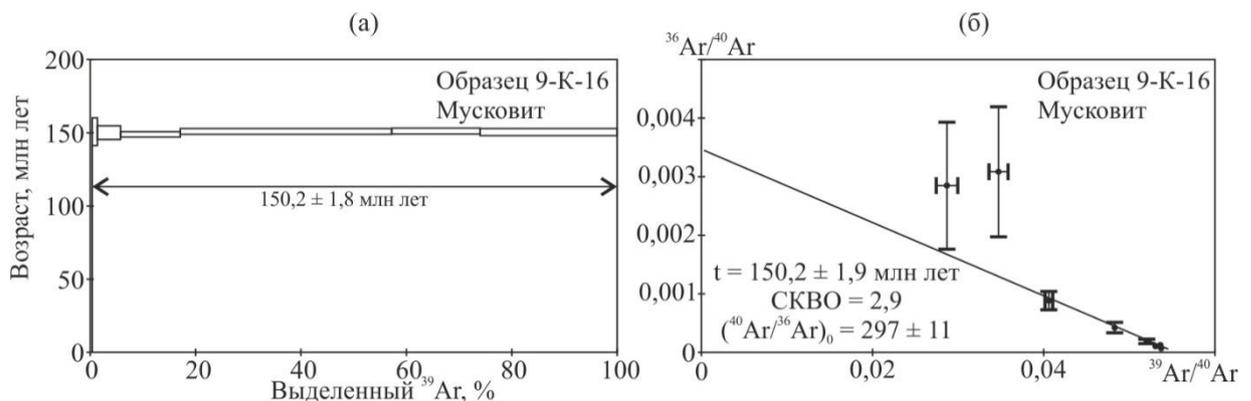
Корреляция изменения величины Re/Os отношения и изотопного состава осмия для изученных сульфидов не позволяют рассчитать единый линейный тренд в изохронных координатах $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ - $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, наклон которого мог бы соответствовать возрасту минерализации (Гузев и др., 2021).

4.3. Результаты изотопного Ar-Ar датирования сульфидной минерализации

4.3.1. Ar-Ar датирование

$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ исследования проведены для двух образцов Алгоминского рудного узла: мусковита 9-К-16 с контактовой части метасоматита и кварцевой жилы рудной зоны 1 месторождения Бодороно и серицита 262/4 из кварцевой жилы рудной зоны 3 рудопроявления Дывок.

Результаты проведенных исследований приведены на рис. 36.



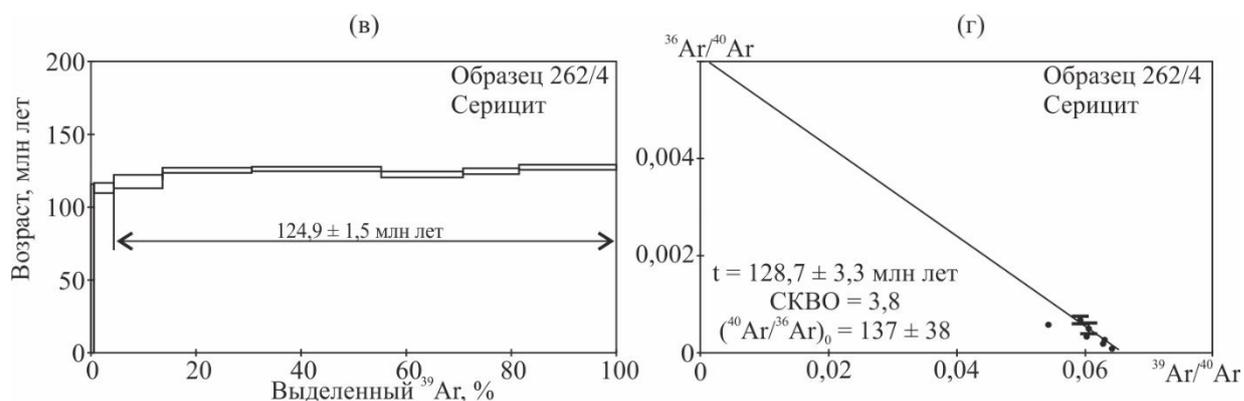


Рис. 36. Спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов слюд из кварцевых жил Алгоминского рудного узла: а, б – мусковит месторождения Бодороно, в, г – серицит рудопроявления Дывок.

Возраст мусковита из кварцевой жилы рудной зоны 1 (обр. 9-К-16) месторождения Бодороно при расчете по плато (100% выделенного ^{39}Ar) составляет 150.2 ± 1.8 млн лет (рис. 36а). Близкий в пределах погрешности получен возраст в изохронном варианте 150.3 ± 1.9 млн лет (СКВО=2.9) при начальном отношении $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 297 \pm 11$ млн лет (рис. 36б).

Для серицита из кварцевой жилы рудной зоны 3 (обр. 262/4) рудопроявления Дывок получены значения возраста по плато - 124.9 ± 1.5 млн лет (96% % выделенного ^{39}Ar) и в изохронном варианте 128.7 ± 3.3 млн лет (СКВО=3.8, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 137 \pm 38$ (рис. 36 в-г).

Полученные данные позволяют нам определить возраст дорудного метасоматоза (150 млн лет) и рудной минерализации (125 млн лет) Алгоминского рудного узла, но эти исследования нуждаются в дополнительном подтверждении при дальнейших исследованиях. Помимо результатов данного исследования, опубликованы другие геохронологические данные для Алдано-Станового щита, имеющие близкий (155–125 млн лет) возраст: Золотая Гора (155 млн лет) (Степанов, Мельников, 2014), Эльконское (155–140 млн лет) (Мигута, 2001), Самолазовское (<127 млн лет) (Борисенко и др., 2017), Бамское (129 млн лет) (Моисеенко и др., 1997), Рябиновое (125–139 млн лет) (Шатова и др., 2019), Кировское (126–131 млн лет) (Моисеенко и др., 1999) и др. Определенный нами возраст достаточно близок к событию

позднемезозойской тектоно-магматической активизации (Моисеенко, Эйриш, 1996; Бойцов и др., 2010; Молчанов и др., 2017; Мельников и др., 2017).

Изложенные в главе разделе 4.2 и 4.3. результаты исследований позволяют сформулировать третье защищаемое положение: ***Изотопные характеристики Pb месторождения Бодороно указывают на мантийно-коровый источник рудного вещества. Возраст дорудных метасоматитов составляет 150 млн лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$). Узкий интервал значений изотопного состава S сульфидов (2.9–4.5%) рудопроявления Дывок характеризует единый магматический (мантийный) источник рудного вещества. Золотое оруденение сформировалось в аптское время (125 млн лет, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) и соотносится с раннемеловым этапом тектоно-магматической активизации Алданского щита.***

Глава 5. Типизация золотого оруденения Алгоминского рудного узла

5.1. Сравнение с золоторудными объектами Алдано-Станового щита и другими месторождениями мира

Проведенные автором (минералогические, термобарогеохимические, изотопные и геохронологические) исследования Алгоминского рудного узла позволили расширить представление о минерально-сырьевой базе благородных металлов за счет выявления нетипичного золотого оруденения для Алдано-Станового щита и докембрийских провинций России. Для того, чтобы выяснить формационную принадлежность месторождения Бодороно и рудопроявления Дывок было проведено сравнение по ряду параметров с различными типами золоторудных месторождений.

5.1.1. Месторождение Бодороно

Проведенные исследования показали, что месторождение Бодороно по большинству параметров: минеральному составу, метасоматическому изменению вмещающих пород, текстурно-структурной характеристике руд относится к убогосульфидному золото-кварцевому прожилково-вкрапленному геолого-промышленному типу (Петровская, 1973). Вмещающие породы изменены до березитов и лиственитов. По некоторым признакам (геологическому строению, температуре формирования, составу и концентрации флюида), месторождение сходно с орогенными типом месторождений (табл. 17) (Groves et.al., 1998; Goldfarb, Groves, 2015). Однако, не стоит исключать тождественность (по минеральному составу, температуре образования) с эпитермальными объектами (Hedenquist et.al., 1996).

Сравнительная характеристика параметров орогенных месторождений и
золото-кварцевого месторождения Бодороно

<i>Параметры</i>	<i>Орогенные месторождения</i>	<i>Месторождение Бодороно</i>
Геохимический тип	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Te, W, S, Co	Au, Te, Bi, Pb, Zn, Cu
Вмещающие породы	Зеленокаменные, терригенные, вулканокластические и карбонатные образования	Основные кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, диопсидовые кальцифиры и гранулиты
Магматические образования	Дайки, штоки и плутоны тоналитов, гранодиоритов, порфиритов и долеритов	Дайки долеритов, долеритовых порфиритов, диорит- порфиров, спессартитов, лампрофиров, кварцевых порфиров, кварцевых монцодиорит- порфиров, гранодиорит- порфиров, габбро, габбро-диоритов и диоритов
Гидротермально- метасоматические изменения	Березитизация, альбитизация, пропилитизация, хлоритизация, биотитизация, окварцевание, карбонатизация	Березитизация, лиственитизация, хлоритизация, эпидотизация
Морфологический тип руд	Брекчированные жилы, зоны прожилкования, прожилково- вкрапленные руды	Зоны прожилкования, прожилково- вкрапленные и прожилково- гнездовые руды
Жильные минералы	Кварц, карбонаты, серицит, биотит,	Кварц, карбонаты, полевые шпаты, мусковит

	альбит, хлорит, турмалин, амфиболы	
Рудные минералы	Пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, леллингит, сфалерит, галенит, марказит, антимонит, бурнонит, буланжерит, кобальтин, пентландит, тетраэдрит, ауростибит, мальдонит, самородные Bi, Sb, Ag, теллуриды Bi, Pb, Fe, Ni, Au и Ag, реже селениды, костибит, пираргирит, энаргит, молибденит, шеелит	Пирит, галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, гематит, магнетит, лиллианит, самородное золото, висмутин, теллуровисмутит, тетрадимит, самородный Bi, пильзенит, хедлейит, ильменит, глаукокодот
Р-Т условия, °С	200–650, 0,5-5,0 кбар	145-200; 270–300
Концентрация солей, мас. %-NaCl	0,5–15	1,9–5,0
Состав флюида	CO ₂ , CH ₄ , N ₂	CO ₂ , CH ₄ , N ₂

Таблица 18

Сравнительная характеристика параметров месторождения Бодороно и месторождений золоторудной провинции Дзяодун

<i>Рудный узел/район</i>	Верхнеалгоминский	Чжао-Е	Чжао-Е
<i>Месторождение/ру допроявление</i>	<i>Бодороно</i>	<i>Саншандао</i>	<i>Ксинчен</i>
<i>Геохимический тип</i>	Au, Te, Bi, Pb, Zn, Cu	Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As	Au, Ag, Cu, Pb, Zn
<i>Металлогеническая зона</i>	Южно-Якутская	Саншандао	Ксинчен
<i>Магматические образования</i>	Дайки долеритов, долеритовых порфиритов, диорит- порфиров, спессартинов, лампрофиров, кварцевых порфиров,	Дайки лампрофиров, диабаз-порфиров, кварцевых диорит- порфиров, диорит-порфиров	Граниты, гранодиориты, монцодиориты

	кварцевых монцодиорит-порфиров, гранодиорит-порфиров, габбро, габбро-диоритов и диоритов		
<i>Вмещающие породы</i>	Основные кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, диопсидовые кальцифиры и гранулиты (AR)	Граниты типа Линглонг (J), амфиболиты, гнейсы (AR)	Амфиболиты, основные гранулиты, гнейсы, сланцы, парагнейсы, мрамор (AR)
<i>Гидротермально-метасоматические изменения</i>	Лиственнитизация, березитизация	Серицитизация, березитизация, окварцевание, калишпатизация, карбонатизация, хлоритизация	Серицитизация, окварцевание, сульфидизация, калишпатизация, карбонатизация
<i>Морфология рудных тел</i>	Жилы, прожилки	Жилы	Жилы, прожилки
<i>Жильные минералы</i>	Кварц, карбонаты, полевые шпаты, мусковит	Кварц, серицит, полевые шпаты, карбонаты, мусковит, биотит, эпидот, апатит, рутил, барит	Кварц, серицит, полевые шпаты, карбонаты
<i>Рудные минералы</i>	Пирит, галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, гематит, магнетит, лиллианит, самородное золото, висмутин, теллуrowисмутит, тетрадимит, самородный Bi, пильзенит, хедлейит, ильменит, глаукодот	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, самородное золото, электрум, кюстелит, халькозин, борнит, теннатит, фрейбергит, лимонит, магнетит, гематит, пиролюзит, висмутин	Пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, тетраэдрит, аргентит

<i>P-T условия</i>	300-270° C, 200-145° C	400–101°С	330–170° C
<i>Пробность Au, ‰</i>	840–940	730–923	820–980
<i>Возраст, млн лет</i>	>150 (Ar-Ar)	120 (Ar-Ar)	120 (Ar-Ar)
<i>Запасы, прогнозные ресурсы, (т)</i>	62	1200	200

В качестве объектов для сравнения были выбраны месторождения относимые к орогенному типу, расположенные в кристаллическом фундаменте в пределах золоторудной провинции Дзяодун (Северный Китай) (табл. 18) (Yang et.al., 2015; Deng et.al., 2020; Song et.al., 2021).

Проанализировав, приведенные характеристики объектов, можно отметить, некоторые сходства и различия трёх месторождений (табл. 18). Вмещающие породы трех объектов сложены докембрийскими кристаллическими сланцами и гнейсами. Месторождение Бодороно и Саншандао прорываются близкими по составу позднемезозойскими интрузивными образованиями (диорит-порфирами, лампрофирами и монцодиоритами) и вмещающие породы в них изменены до березитов. Формы рудных тел трех объектов схожи и представлены жилами и прожилками, преимущественно кварцевого состава. По минеральному составу руд во всех трех месторождениях встречаются пирит, галенит, сфалерит, пирротин и халькопирит. Теллуридная минерализация несколько различается, висмутовая – для Бодороно, серебряная – для Саншандао и Ксинчена. Температурный режим флюидов для всех приведенных объектов, в целом, сопоставимы. Пробности самородного золота для всех объектов колеблются в одинаковых диапазонах, но при этом для месторождения Саншандао отмечается более низкопробное золото, что связано с развитием серебряной минерализации. Возраст минерализации месторождения Бодороно для предрудных метасоматитов составляет 150 млн лет, а для месторождений провинции

Дзядун ~120 млн лет, что определяет позднемезозойскую тектоно-магматическую активизацию.

5.1.2. Рудопроявление Дывок

На основании проведенных автором исследований, по большинству признаков, рудопроявление Дывок относится к золото-сульфидно-кварцевому прожилково-вкрапленному промышленному типу, а также к месторождениям типа intrusion-related gold deposits (IRGD) (табл. 19) (Петровская, 1973; Siliteo, Thompson, 1998; Lang, Baker, 2001). Вмещающие породы изменены до березитов и аргиллизитов. По некоторым признакам (геологическому строению, минеральному составу, температуре формирования, составу и концентрации флюидов), месторождение сходно с IRGD типом (табл.19) (Lang, Baker, 2001; Vikent'eva et.al., 2018).

Таблица 19

Сравнительная характеристика месторождений типа IRGD и рудопроявления Дывок

<i>Параметры</i>	<i>Месторождения типа intrusion-related</i>	<i>Рудопроявление Дывок</i>
Геохимический тип	Au, Bi, Te, As, Mo, W	Au, Ag, Te, As, Cu, Zn, Mo
Вмещающие породы	Осадочные и плутонические образования	Гранито-гнейсы, гранат-полевошпатовые гнейсы, калишпат-кварцевые метасоматиты, березитизированные и аргилизированные породы
Интрузивные образования	Субщелочные тела от среднего до кислого состава, дайки основного-кислого состава	Гранодиориты, умереннощелочные дайки кислого-среднего состава

Гидротермально-метасоматические изменения	Серицитизация, грейзенизация, окварцевание, скарнирование, березитизация, карбонатизация	Березитизация, аргиллизация
Морфология рудных тел	Жилы, штокверки, минерализованные зоны разломов	Зоны дробления с жилами, зоны кварцевого прожилкования
Жильные минералы	Кварц, карбонаты, полевые шпаты	Кварц, карбонаты, полевые шпаты, барит, серицит
Рудные минералы	Арсенопирит, пирротин, пирит, тонкодисперсное самородное золото в сульфидах, тетраэдрит, теллуровисмутит, цумоит, буланжерит, мальдонит, жозеит, козалит	Пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, галенит, самородное золото, буланжерит, теллуриды Ag, Pb, Bi, Pd, Ni, ильменит, рутил
P-T условия, °C	200–600, 0,5-1,5 кбар	310–360
Концентрация солей, мас. %- NaCl	0,5–50	0,9–9,2
Состав флюида	CO ₂ - преобладает, CH ₄ , H ₂ O	CO ₂ , CH ₄

Таблица 20

Сравнительная характеристика параметров рудопроявления Дывок и месторождений Приамурской золотоносной провинции

<i>Рудный узел/поле</i>	Верхнеалгоминский	Соловьевский	Березитовое
<i>Месторождение / рудопроявление</i>	<i>Дывок</i>	<i>Кировское</i>	<i>Березитовое</i>
<i>Геохимический тип</i>	Au, Ag, Te, As, Cu, Zn, Mo	Au, Ag, Co, Ni, Cu, Sb, Bi, Te	Au, Ag, Pb, Zn, Mo, W, Te
<i>Металлогеническая зона</i>	Южно-Якутская	Янканская	

Магматические образования	Приурочено к штоку гранодиорит-порфиров (MZ), умереннощелочные дайки (K ₁)	Граниты, грандиориты, дайки диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров (K ₁)	Граниты, гранитоиды, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, трахириолиты, трахидациты, граносиениты, граниты, диоритовые порфириты
Вмещающие породы	Гранито-гнейсы, гранат-полевошпатовые гнейсы, калишпат-кварцевые метасоматиты, березитизированные и аргиллизированные породы (AR)	Габбро-амфиболиты (AR), песчаники, углистые алевролиты (J ₃)	Кристаллические сланцы, гнейсы (PR)
Метасоматические образования	Березиты, аргиллизиты, милониты	Березиты, аргиллизиты	Гранат-кварц-серицитовые метасоматиты
Морфология рудных тел	Жилы, прожилки	Жилы, прожилки	Жилы, прожилки
Жильные минералы	Кварц, карбонаты, полевые шпаты, барит, серицит	Кварц, карбонаты, мусковит, турмалин, халцедон	Кварц, серицит, гранат, карбонаты, хлорит
Рудные минералы	Пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, галенит, самородное золото, буланжерит, гессит, алтаит, вольтскит, меренскиит, мелонит, раклиджит, ильменит, рутил	Пирит, а/пирит, сфалерит, галенит, х/пирит, висмутин, блеклые руды, тетрадимит, буланжерит, молибденит, самородный Bi, золото	Пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, ковеллин, блеклая руда, самородное золото, молибденит, буланжерит, шеелит, сульфовисмутиты Ag, Pb, теллуриды Pb, Ag, Bi, Au, сульфотеллуриды Ag Bi, Pb.
P-T условия	T=360-310° C	350-300, 300-250, 180-140	-
Пробность Au, ‰	630-820	700-900	747

<i>Возраст, млн лет</i>	125 (Ar-Ar)	126-131 (Ar-Ar)	133–127 (Ar-Ar)
<i>Запасы, прогнозные ресурсы, (т)</i>	4	0,4	4

Для сравнения рудопроявления Дывок были выбраны золоторудные объекты, расположенные на территории Приамурской золотоносной провинции (Кировское и Березитовое месторождение) (табл. 20) (Моисеенко, Эйриш, 1996; Моисеенко и др., 1999; Мельников и др., 2009; Рогулина, Молчанова, 2011; Гвоздев и др., 2013).

В результате сопоставления рудопроявления Дывок с типичными объектами типа intrusion-related можно его отнести к данному типу по ряду признаков:

1. Во всех трех объектах прослеживается пространственная связь золотого оруденения с интрузиями среднего и основного составов;
2. Метасоматические образования на рудопроявлении и месторождениях представлены березитами и аргиллизитами;
3. Схожая морфология и состав рудных тел на Кировском месторождении (кварцевые жилы и прожилки);
4. Рудная минерализация на трех объектах представлена пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом и молибденитом. Теллуриды характеризуются разнообразными видами: алтаитом, гесситом, мелонитом, раклиджитом и т.д. Самородное золото низко-среднепробное, встречается в тонкодисперсном виде в ранней стадии минералообразования;
5. По результатам микротермометрических исследований, температуры гомогенизации в кварце тождественны (~350–300 °С).
6. Возраст золотого оруденения на рудопроявлении Дывок и на месторождениях Кировское и Березитовое сопоставим (~125–133 млн лет), что, предположительно, связано с позднемезозойской ТМА.

5.2. Условия формирования Алгоминского рудного узла

В результате проведенных автором (минералогических, термобарогеохимических, изотопных и геохронологических) исследований появилась возможность выделить основные критерии формирования золото-кварцевого месторождения Бодороно и золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления Дывок.

Геологическая позиция Алгоминского рудного узла. После причленения к южной окраине Северной Азии Амурского супертеррейна, которая завершилась в конце средней юры, на месте разделявшего их Монголо-Охотского океана формируется Монголо-Охотский орогенный пояс. К северу от Монголо-Охотского пояса в раннем мелу продолжается магматизм в пределах южной активной окраины Северной Азии, на площади АСЦ, и формирование связанного с ней металлогенического пояса (Тектоника..., 2001). При коллизионном этапе событий сопутствовали березитизация и лиственитизация вмещающих и магматических пород.

Алгоминский рудный узел приурочен к пересечению долгоживущих региональных субмеридионального Тыркандинского и субширотного Станового разломов, образовавшийся в течение мезозойского этапа тектоно-магматической активизации Алдано-Станового щита.

Месторождение Бодороно. Зона Станового разлома и его оперяющие разломы субширотного простирания контролируют проявления позднемезозойского магматизма умереннощелочного и щелочного состава, с которым, предположительно, связаны рудные зоны месторождения Бодороно.

По данным предшественников (Соколов, 2005ф), сгущение кварцевых жил рудных зон сосредоточено в поле развития даек субщелочного и щелочного состава. Можно предположить, что магматизм происходил на протяжении длительного времени, на что указывает смена состава магматических образований с более кислых (гранодиориты) до основных (диориты и лампрофиры) (антидромное развитие магматизма при нормальной дифференциации магмы). Вероятно, проявление тектоно-магматической активизации инициировало гидротермальную деятельность в пределах

рудного узла. На это указывает пространственная и структурная связь оруденения с магматизмом.

Березитизация и лиственитизация месторождения Бодороно развита в архейских и магматических породах до ступени фации зеленых сланцев (Соколов, 2005ф). По данным исследователей, палеозойские и мезозойские березиты-листвениты связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритового и габбро-гранитного формационного типов, поясами даек гранитоид-порфиров и разломами (Сазонов, Коротеев, 2009). Однако, мезозойские березиты-листвениты, развитые в южной части Алдано-Станового щита, нередко не связаны с гранитоидными интрузиями. К примеру, месторождение Бамское, расположенное в Северо-Становой металлогенической зоне (Данилов, 1998; Степанов, Мельников, 2016).

По результатам минералогического исследования руд (Анисимова и др., 2017), на месторождении Бодороно выделены три минеральные стадии: 1) ранняя (не продуктивная) – пирит-пирротин-кварцевая, 2) промежуточная – золото-полиметаллическая (галенит, сфалерит), и 3) поздняя – золото-висмут-теллуридная.

Теллуриды висмута на месторождении представлены группой тетрадимита (теллуровисмутит, тетрадимит, хедлейит и пильзенит), а также обнаружен лиллианит, висмутин и минерал селена – лайтакарит. Самородное золото в поздней Au-Bi-Tel стадии имеет высокую пробность (820–940‰) и встречается в ассоциации с лиллианитом, висмутином и теллуровисмутитом.

Исходя из минерального состав руд (пирит, галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, самородный Bi, теллуриды Bi и тд.) и средней пробности золота, месторождение Бодороно может быть отнесено к орогенному типу (Groves et.al., 1998). Однако, присутствие низкотемпературной теллуридной и селенидной минерализации может свидетельствовать о наложенном позднем эпитермальном оруденении (Hedenquist et.al., 1996; Кондратьева и др., 2018).

Оценка физико-химических параметров образования продуктивных минеральных стадий, подтверждает отнесение месторождения к орогенному типу с наложенной эпипермальней минерализацией CO_2 , CH_4 и N_2 (Hedenquist et.al., 1996; Goldfarb, Groves, 2015; Yang et.al., 2015; Deng et.al., 2020; Song et.al., 2021; Прокофьев и др., 2020):

1) Au-Polym формируется при $270\text{--}300^\circ\text{C}$, концентрация солей в растворах 2.6–5 мас.%-экв. NaCl, газовая составляющая CO_2 и CH_4 ;

2) Au-Bi-Tel отлагается при $145\text{--}200^\circ\text{C}$, концентрация солей 1.9 до 3.4 мас.%-экв. NaCl, состав газовой фазы CO_2 , CH_4 и N_2 .

Результаты изучения изотопного состава Pb в сульфидах из кварцевых жил месторождения Бодороно свидетельствуют о том, что рудное вещество связано со смешанным мантийно-коровым источником (Кардашевская и др., 2021). Изотопные характеристики Pb в галенитах демонстрируют существенную долю компонента, унаследованного из архейской коры. Всё это указывает на то, что рудное вещество в месторождении не связано с глубинным мантийным источником, а является результатом перераспределения рудного вещества в пределах вмещающих пород, индуцируемого циркуляцией растворов.

По данным проведенных (Ar-Ar) исследований установлено, что возраст дорудного метасоматоза месторождения Бодороно составляет 150.2 ± 1.8 млн лет. Помимо результатов данного исследования, опубликованы другие геохронологические данные для Алдано-Станового щита, имеющие близкий (155–125 млн лет) возраст и отвечающие событию позднемезозойской ТМА (Степанов, Мельников, 2014; Мигута, 2001; Борисенко и др., 2017; Моисеенко и др., 1997; Шатова и др., 2019; Моисеенко и др., 1999 и др.).

Рудопроявление Дывок. Рудоконтролирующими факторами на проявлении Дывок являются системы разрывных нарушений северо-восточного субширотного простирания, взбросы, наложенные на более ранние разрывные структуры субмеридионального простирания, которые являются рудолокализирующими, а также пространственная связь с интрузивным

массивом и дайками субщелочного и щелочного составов. Аналогично месторождению Бодороно, магматические породы представлены подобным составом и развитием магматизма (антидромное от гранодиоритов к диоритам с лампрофирами).

По данным предшественников (Соколов, 2005ф) для рудопроявления характерно широкое развитие гидротермально-метасоматических и тектонических процессов (калишпатизации, окварцевания, березитизации, аргиллизации и милонитизации) вмещающих пород. Проявления кварц-калишпатового метасоматоза характерны для вмещающих метаморфических образований. Мелкие тела и дайки гранодиорит-порфиров, кварцевых-порфиров березитизированы. По данным других исследователей, месторождения типа intrusion-related содержат контролируемые трещиноватостью полевошпатовые изменения (Lang, Baker, 2001).

По результатам изучения минерального состава руд на рудопроявлении Дывок (Анисимова и др., 2017; Кардашевская и др., 2021) выделено четыре минеральные стадии: 1) ранняя – золото-пирит-арсенопирит-кварцевая, 2) промежуточная – пирит-халькопирит-сфалеритовая, 3) кварц-буланжеритовая, и 4) поздняя – теллуридная.

Особенностью руд проявления Дывок является широкое разнообразие минералов теллуридной стадии, среди которых установлены: алтаит, гессит, мелонит, раклиджит, волынскит и меренскиит.

Согласно минеральному составу руд (пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, галенит, буланжерит и теллуриды Ag, Pb, Bi, Pd, Ni) и низкой пробности золота, рудопроявление Дывок можно отнести к типу IRGD (Горячев, Гамянин, 2006; Lang, Baker, 2001).

Формирование Au-Py-Apy-Q стадии проявления Дывок происходило при 310–360° С из среднеконцентрированных (0.9–9.2 мас.% NaCl.-экв.) растворов, содержащих в преобладающем количестве углекислоту и небольшую примесь метана. В виде твердых фаз обнаружен давсонит ($\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$) самородная сера (S). В составе водного раствора постоянно

присутствует карбонат-ион (CO_3^{2-}). В процессе минералообразования происходило снижение температуры флюида от ранних стадий к поздним. Ру-Сср-Sp стадия образуется при $170\text{--}227^\circ\text{C}$, концентрации солей в растворах 2.6–5 мас.%-экв. NaCl, и газовой составляющей CO_2 и CH_4 . Теллуридная отлагается при $160\text{--}213^\circ\text{C}$, концентрации солей 4.2–6.7 мас.%-экв. NaCl, состав газовой фазы CO_2 , CH_4 и N_2 . Установлено, что по минералогическим особенностям рудопроявление близко к классу месторождений, связанных с интрузиями (intrusion related) (Lang, Baker, 2001; Vikent'eva et al., 2018).

Узкий интервал изотопного состава S сульфидов руд (от +2.9 до +4,5‰) свидетельствуют об участии серы магматического происхождения и характерный для месторождений золота связанных с интрузиями (IRGD) (Ohmoto, Rye, 1979).

В результате проведенных исследований (Ar-Ar), установлено, что возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию рудопроявления Дывок составляет 124.9 ± 1.5 млн лет. Помимо результатов данного исследования, опубликованы другие геохронологические данные для Алдано-Станового щита, имеющие близкий (155–125 млн лет) возраст и отвечающие событию позднемезозойской ТМА (Степанов, Мельников, 2014; Мигута, 2001; Борисенко и др., 2017; Моисеенко и др., 1997; Шатова и др., 2019; Моисеенко и др., 1999 и др.).

Заключение

Проведенные исследования по минералогии руд, последовательности минералообразования, микротермометрическим исследованиям флюидных включений в кварцах, полученные новые данные о РТ-параметрах рудообразования, солености, составе газовой фазы рудообразующего флюида, изучение изотопного состава свинца и серы сульфидов из минеральных стадий, определение возраста оруденения, а также обобщение материалов в опубликованной и фондовой литературе по геологии и металлогении Алдано-Станового щита, позволили установить условия формирования и провести типизацию золотого оруденения Алгоминского рудного узла.

На золоторудном месторождении Бодороно Алгоминского рудного узла выделяются три минеральные стадии: 1) ранняя – пирит-пирротин-кварцевая; 2) промежуточная – золото-полиметаллическая со среднепробным золотом (до 870‰); 3) поздняя - золото-висмут-теллуридная с высокопробным золотом (до 940‰). На рудопроявлении Дывок выделено четыре минеральные стадии: 1) золото-арсенопирит-пирит-кварцевая с низко-среднепробным золотом (до 820‰); 2) пирит-халькопирит-сфалеритовая; 3) кварц-буланжеритовая; 4) теллуридная. На обоих объектах Алгоминского узла развита наложенная поздняя теллуридная минерализация. Отличие заключается в видовом составе теллуридов. В рудах месторождения Бодороно присутствуют только теллуриды (селениды) висмута, а в рудах проявления Дывок развиты теллуриды серебра, висмута, никеля, свинца и палладия. По принятой нами типизации месторождений с теллуридной минерализацией Бодороно относится к - Au-Bi-Te, а рудопроявление Дывок - к Au-Ag-Bi-Te смешанному типу.

На месторождении Бодороно самородное золото в основном связано с полиметаллической и висмут-теллуридной стадиями. В рудах проявления Дывок видимое самородное золото отмечается спорадически, золото преимущественно тонкодисперсное. Об этом свидетельствует золотоносность пирита, арсенопирита и сфалерита по данным анализов.

На месторождении Бодороно арсенопирит отсутствует, в то время как, на рудопроявлении Дывок он один из основных минералов. Галенит Бодороно - один из концентраторов золота, а на Дывке – он второстепенный минерал. Также в рудах проявления Дывок появляется буланжерит.

Продуктивные минеральные стадии на *месторождении Бодороно* Алгоминского рудного узла формировались из двух типов флюидов: 1) хлоридно натриевого состава со среднетемпературными (270–300° С) значениями и соленостью 2.6–5.0 мас.%-экв. NaCl. В составе газовой фазы присутствуют CO₂ (68.4 мол.%) и CH₄ (31.6 мол.%); и 2) хлоридно натриевого состава с примесью FeCl₂ и MgCl₂ при низкотемпературных (145–200° С) условиях и пониженной концентрацией солей (1.9–3.4 мас.%-экв. NaCl) с газовой составляющей CO₂ (95.2 мол.%), N₂ (2.9 мол.%) и CH₄ (1.9 мол.%). Минеральные стадии на *рудопроявлении Дывок* формировались из трех типов флюидов: 1) хлоридно натрий-железо-магниевое состава при среднетемпературных (310–360° С) значениях с соленостью (0.9–9.2 мас.%-экв. NaCl). В составе газовой фазы присутствуют CO₂ (97 мол.%) и CH₄ (3 мол.%), твердая фаза содержит давсонит (NaAlCO₃(OH)₂) и самородную серу в твердой фазе и карбонат ион (CO₃²⁻) в составе водного раствора; 2) хлоридно натриевого состава при низкотемпературных (170–227° С) условиях и концентрацией солей (3.9–6.0 мас.%-экв. NaCl), с составом газовой фазы CO₂ (95.9 мол.%), CH₄ (4.1 мол.%) и 3) хлоридно натриевого состава при низкотемпературных (160–213° С) значениях с соленостью (4.2–6.7 мас.%-экв. NaCl). В составе газовой фазы присутствуют CO₂, CH₄ и N₂.

Изотопные характеристики Pb указывают на то, что рудное вещество на месторождении Бодороно связано с мантийно-коровым источником. Узкий интервал значений изотопного состава S сульфидов рудопроявления Дывок указывает на единый магматический источник вещества. Возраст прерудных метасоматитов для Бодороно составляет 150 млн лет. Возраст золотого оруденения Дывок оценивается в 125 млн лет.

Полученные результаты могут быть использованы при прогнозировании объектов-аналогов на территории Аддано-Станового щита.

Список литературы

1. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Месторождение Бодороно – новый золоторудный объект Южной Якутии // Руды и металлы. 2014. №5. С. 49–57.
2. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Алтан-Чайдахский рудный узел – перспективный золоторудный объект Южной Якутии // Отечественная геология. 2015. №5. С. 3–10.
3. Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золоторедкометалльное (Au-Mo-Te-Bi) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района (Южная Якутия) // Отечественная геология. 2017. №5. С.12–22.
4. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Кардашевская В.Н., Соколов Е.П. Текстурно-структурные и минералого-геохимические особенности руд Спокойнинского узла (Алдано-Становой щит) / В сборнике: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы XI Всероссийской научно-практической конференции. Якутск, 2021. С. 129–133.
5. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золотое оруденение Лебединского и Куранахского типов в Верхнеамгинском районе (Южная Якутия) // Отечественная геология. 2018. №5. С. 3–13.
6. Артемьев Д.С., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Ашихмин Д.С. Возраст оруденения Майского золоторудного месторождения (Центральная Чукотка): результаты Re-Os изотопного датирования // Записки Горного института. 2020. Т.243. №3. С. 266–278.
7. Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Артемьев Д.А., Паленова Е.Е. Микропримеси пирита месторождений золота эльконского и рябиновского типов ЦАРР (Саха, Якутия) // Металлогения древних и современных океанов. 2018. С. 146–150.
8. Билибин Ю.А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1941.
9. Билибин Ю.А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. Избр. Труды, т. I, М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 264–432.
10. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т.40. №4. С. 354–369.
11. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Дорожкина Л.А. Модель формирования комплексных золотоурановых месторождений Центрально-Алданского рудного района // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2006. №2. С. 23–31.
12. Бойцов В.Е., Верчеба А.А., Пилипенко Г.Н., Жданов А.В. Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного

- района Республики Саха (Якутия) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2010. №5. С. 23–32.
13. Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. №8. С. 16–27.
 14. Борисенко И.Д., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Физико-химические условия формирования руд Самолазовского месторождения золота (Центральный Алдан) // Геология и геофизика. 2017. Т.58. №12. С. 1915–1927.
 15. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т.48. №1. С. 3–28.
 16. Булах А.Г., Кривовичев В.Г., Золотарев А.А. Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии. Практическое руководство и справочник. СПб.: Изд-во С.-П. ун-та, 1995. 260 с.
 17. Бушмин С.А., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Глебовицкий В.А., Буйко А.К., Савва Е.В., Сергеев С.А. Изохронный Re-Os возраст золота жильного золото-кварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский щит) // Доклады Академии наук. 2013. Т.448. №1. С. 76–79.
 18. Ветлужских В.Г., Ким А.А. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Якутии // Отечественная геология. 1997. №1. С. 16–24.
 19. 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.
 20. Гвоздев А.В., Горячев Н.А., Вах А.С., Федосеев Д.Г., Семеняк Б.И. Минеральный состав и типоморфные особенности минералов золоторудных жил Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2013. Т.32. №6. С. 40–51.
 21. Глушкова Е.Г., Никифорова З.С. Сравнительный анализ россыпного золота ближнего сноса и золота из метасоматитов месторождения Таборное (Западная часть Алданского щита) // Записки РМО. 2014. Т.143. №5. С. 66–73.
 22. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России. М.: Сев.-вост. науч. центр ДВО РАН (СВНЦ ДВО РАН), 2006. С. 50–62.
 23. Горячев Н.А. Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие // Геология и геофизика. 2014. Т.55. №2. С.323–332.
 24. Горячев Н.А. Месторождения золота в истории Земли. Геология рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 2019. Т.61. №6. С. 3–18.

25. Гузев В.Е., Терехов А.В., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Молчанов А.В. Морозкинское золоторудное месторождение (Южная Якутия): возраст и источники рудного вещества // Записки Горного института. 2021. Т.252. №6. С. 801–813.
26. Данилов А.А. Геохимическая характеристика и зональность золотого оруденения Бамского месторождения Приамурья: автореф. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. – Благовещенск, 1998. 26 с.
27. Дворник Г.П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера. 2012. №2. С. 90–105.
28. Дворник Г.П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). Е.: Изд-во УГГУ, 2014. 329 с.
29. Добровольская М.Г., Разин М.В., Прокофьев В.Ю. Золоторудное месторождение Лебединое (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования // Геология рудных месторождений. 2016. Т.58. №4. С. 346–366.
30. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 272 с.
31. Зубков Ю.А., Сагир А.В., Чварова Н.В. «Угуйский» тип большеобъемных золоторудных месторождений, сформированных в линейной коре выветривания (юго-западная Якутия) // Отечественная геология. 2020. №2. С. 32-45.
32. Извекова А.Д., Дамдинов Б.Б., Москвитина М.Л., Дамдинова Л.Б. Генезис Пионерского золоторудного месторождения / Материалы VI Всероссийской молодежной научной конференции по геологии и геофизике, посвященной памяти акад. Н.Л. Добрецова. Улан-Удэ, 2021. С. 52–54.
33. Извекова А.Д., Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Москвитина М.Л. Золото-теллуридная минерализация в рудах Пионерского золото-кварцевого месторождения (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 2021. Т.63. №6. С. 498–519.
34. Каженкина А.Г. Микроминеральные включения в самородном золоте руч. Таяхта (Хатырхайский рудно-россыпной узел) // Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО». СПб. 2017. Т.1. С. 229-231.
35. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т.46. №3. С. 195–211.
36. 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.
37. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. К.: Наук. думка, 1982. 189 с.
38. Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С. Теллуриды Pd, Ni, Bi, Pb и Ag из кварцевых жил рудопроявления Дывок (Южная Якутия) // В сборнике:

- Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции. Я. 2019. С. 32-35.
39. Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Баданина Е.В., Бочаров В.Н., Пономарева Н.И. Условия образования золоторудного месторождения Бодороно, Саха (Якутия) // Записки РМО. 2020. Т.149. №3. С. 96–110.
40. Кардашевская В.Н., Пономарева Н.И. Условия формирования сульфидной минерализации месторождения Бодороно (Южная Якутия): термодинамический аспект // Записки РМО. 2021. Т.150. №3. С. 114–129.
41. Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Баданина Е.В., Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Саватенков В.М. Условия образования Алгоминского рудного узла / В сборнике: X Российской молодежной науч.-практ. Школы с межд. участием. М. 2021. С.131–135.
42. 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.
43. Кемкина Р.А., Кемкин И.В. Вещественный состав руд и минералогическая методика оценки потенциального загрязнения окружающей среды токсичными элементами (на примере Прасоловского Au-Ag месторождения). В.: Дальнаука, 2007. 212 с.
44. Ким А.А., Заякина Н.В., Лаврентьев Ю.Г. Яфсоанит $(Zn_{1.38}Ca_{1.36}Pb_{0.26})_3TeO_6$ – новый минерал теллура // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1982. Т.111. №4. С. 118–121.
45. Ким А.А., Заякина Н.В., Махотко В.Ф. Куксит $Pb_3Zn_3TeO_6(PO_4)_2$ и черемныхит $Pb_3Zn_3TeO_6(VO_4)_2$ – новые теллулаты из Куранахского золоторудного месторождения (Центральный Алдан, Южная Якутия) // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1990. Т.119. №5. С. 50–57.
46. Ким А.А., Заякина Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Махотко В.Ф. V, Si – разновидность дугганита – первая находка в СССР // Минералогический журнал. 1998. Т.10. №6. С. 85–89.
47. Ким А.А. Золото-теллуридно-селенидная минерализация в Куранахском месторождении // Записки Всероссийского минералогического общества. 2000. Т.129. №5. С. 51–57.
48. Кириллов В.Е. Опыт классификации рудоносных метасоматических и гидроотрмальных пород восточной части Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2010. Т.29. №1. С. 44–59.
49. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Зайцев А.И. Задержнинское золоторудное месторождение: минеральный состав, флюидные включения, возраст формирования (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 2018. Т.59. №10. С.1606–1622.
50. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. Т.47. №7. 2006. С. 850–864.

- 51.Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембрийских золотоносных метабазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им. П.Пинигина). Я.: ООО РИЦ «ОФСЕТ», 2010. 147 с.
- 52.Краснов А.Н., Дорожкина Л.А., Трубкин Н.В., Грознова Е.О., Мызников И.К. Ванадиевая минерализация золоторудного месторождения Самолазовское, Центральный Алдан // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2004. №5. С. 70–73.
- 53.Константинов М.М. Золоторудные месторождения России. М.: Акварель, 2010. 349 с.
- 54.Леонтьев В.И., Платонова Н.В. Особенности проявления золотого оруденения лебединского типа в Джекондинском рудном узле (Центрально-Алданский рудный район) // Региональная геология и металлогения. 2016. №65. С. 84–92.
- 55.Леонтьев В.И., Бушуев Я.Ю., Черниговцев К.А. Самолазовское золоторудное месторождение (Центрально-Алданский рудный район): геологическое строение и особенности оруденения глубоких горизонтов // Региональная геология и металлогения. 2018. №75. С. 90–103.
- 56.Лотина А.А. Золото-висмут-теллуровая минерализация участка Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2011. Т.30. №1. С.97–107.
- 57.Максимов Е.П. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т.29. №2. С. 3–26.
- 58.Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. М.: Академический проект, 2008. 222 с.
- 59.Мельников А.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Золото-полиметаллическое месторождение Березитовое (Восточная Сибирь): основные минералогические особенности, возраст и связь с магматизмом // Геология и геофизика. 2009. Т.50. №3. С.258–265.
- 60.Мельников А.В., Степанов В.А., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементьенко А.И., Пересторонин А.Е. Месторождения рудного золота Приамурской провинции. Б.: Амур. гос. ун-т, 2017. 1500 с.
- 61.Мигута А.К. Урановые месторождения Эльконского рудного района на Алданском щите // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. №2. С. 129–151.
- 62.Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 302 с.
- 63.Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Дальнего Востока России. В.: Дальнаука, 1996. 352 с.
- 64.Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст золотого оруденения Бамского рудного узла // Доклады Академии наук. 1997. Т.355. №3. С. 369–371.

- 65.Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст формирования Кировского золоторудного месторождения // Доклады Академии наук. 1999. Т.369. №3. С. 354–356.
- 66.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-урановорудный узел (Южная Якутия) (основные черты геологического строения, петрографо-геохимические особенности гидротермально-метасоматических образований и рудоносность) // Региональная геология и металлогения. 2012. №50. С. 80–101.
- 67.Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Белова В.Н., Радьков А.В., Соловьев О.Л., Степунина М.А. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) // Региональная геология и металлогения. 2013. №55. С. 99–110.
- 68.Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Кукушкин К.А., Козлов Д.С., Шатова Н.В. Золоторудные районы и узлы Алдано-Становой металлогенической провинции // Региональная геология и металлогения. 2017. №71. С. 93–111.
- 69.Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Шалаев В.С., Сергеева Н.А., Гороховский Б.М. Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях зон мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита // Петрология. 1996. Т.4. №4. С. 421–435.
- 70.Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Блинов И.А. Те-канфильдит из руд Лунного Au-U месторождения (Алданский район, Республика Якутия) // Минералогия. 2019. Т.5. №2. С. 49–56.
- 71.Парфенов Л.М. Тектоника, геодинамика и металлогения территории РС(Я). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- 72.Петровская Н.В., Казаринов А.И. Золоторудные месторождения Центрального Алдана (Лебединое, Самодумовское, Радостное). М.: Главспеццветмет, 1951. 156 с.
- 73.Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- 74.Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии. Л.: Изд-во при Львов. гос. ун-те, 1986. 199 с.
- 75.Пономарева Н.И. Оценка P-T параметров процессов минералообразования на основе геотермобарометров. СПб.: СПбГУ, 2014. 40 с.
- 76.Попов Н.В., Шапорина М.Н., Амузинский В.А., Смелов А.П., Зедгенизов А.Н. Металлогения золота Алданской провинции // Геология и геофизика. 1999. Т.40. №5. С. 716–728.
- 77.Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б., Миронова О.Ф. Физико-химические параметры и геохимические особенности флюидов мезозойских месторождений // Геохимия. 2020. Т.65. №2. С.123–144.
- 78.Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1432 с.

- 79.Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т.1. 560 с.
- 80.Рид. С. Дж. Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.
- 81.Рогоулина Л.И., Молчанова Г.Б. Благороднометалльная и никелевая теллуридная минерализация Березитового золоторудного поля (Верхнее Приамурье) // Записки РМО. 2011. Т.140. №1. С.90–101.
- 82.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.
- 83.Русинова Н.П., Леонтьев В.И. Изотопный состав серы сульфидов Au-Те метасоматитов месторождений Подголецкое и Самолазовское (Центральный Алдан) // В сборнике: Высокие технологии в современной науке и технике. Сборник научных трудов VI Международной научно-практической конференции молодых ученых, аспирантов и студентов. 2017. С. 274–275.
- 84.Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории РС(Я). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81–104.
- 85.Степанов В.А., Черемисин А.А. Бамский золоторудный узел Приамурья // Руды и металлы. 1996. №1. С. 64–72.
- 86.Степанов В.А., Мельников В.А., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементьенко А.И., Пересторонин А.Е. Приамурская золоторудная провинция. Б.: Изд-во АмГУ, 2008. 232 с.
- 87.Степанов В.А., Мельников А.В. Золотогорский рудно-россыпной узел Приамурской провинции // Вестник Амур. гос. ун-та. 2014. №65. С. 113–119.
- 88.Степанов В.А., Мельников А.В. Месторождения золото-сульфидной-кварцевой формации Приамурской провинции // Региональная геология и металлогения. 2016. №68. С. 108–116.
- 89.Сушкин Л.Б. Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения Колчеданный Утес // Тр. ассоц. «Дальнедра». Х.: 1991. Вып.1. С. 171–178.
- 90.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.
- 91.Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. №11. С. 1181–1199.
- 92.Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т.57. №3. С. 553–574.
- 93.Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

94. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского (Якутия) и Аргунского (Забайкалье) супертеррейнов // Геология и геофизика. 2010. Т.51. №6. С. 849–862.
95. Шарова Т.В. Геолого-структурные особенности и термобарогеохимические условия образования золоторудного месторождения им. Пинигина: дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. – Ростов-на-Дону: ЮФУ, 2008. 157 с.
96. Шатова Н.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Дворник Г.П., Леонтьев В.И. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение: геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения // Региональная геология и металлогения. 2019. №77. С. 75–97.
97. Эйриш Л.В. Эволюция золоторудных систем Дальнего Востока России // Руды и металлы. 2012. №1. С. 5–16.
98. Яблокова С.В., Дубакина Л.С., Дмитрак А.Л., Соколова Т.В. Куранахит – новый гипергенный минерал теллура // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. 1975. Т.104. №3. С. 310–313.
99. Anisimova G.S., Kondratieva L.A., Kardashevskaja V.N. Characteristics of supergene gold of karst cavities of the Khokhoy gold ore field (Aldan Shield, East Russia) // Minerals. 2020, V10, P. 139-160.
100. Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of ^{40}Ar - ^{39}Ar dating standards // Chemical geology. 129 (3-4). P. 307–324.
101. Birck J.L., Barman M.R., Capmas F. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // Geostandards Newsletter. 1997. V.20. P. 19–27.
102. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O - NaCl fluid inclusions. In: Fluid inclusions in minerals: methods and application. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
103. Deng J., Yang L., Groves D.I., Zhan L., Qiu K.F., Wang Q.F. An integrated mineral system model for the gold deposits of the giant Jiaodong province, eastern China // Earth-Science Reviews. 2020. V.208. 103274.
104. Esser B.K., Turekian K.K. The osmium isotopic composition of continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V.57. №13. P.3093–3104.
105. Frezotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. J. Geochem. Explor. 2012. V.112. P. 1–20.
106. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. 13. P. 7–27.
107. Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. V.233. P. 2–26.

108. Hattori K.H., Keith J.D. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatudo, Philippines and Bingham Canyon, Utah, USA // *Mineralium Deposita*. 2001. V.36. I.8. P. 799–806.
109. Hedenquist J.W., Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // *Nature*. 1994. V.370. P. 519–527.
110. Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A., White N.C. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration // *Resource Geology*. 1996. V.1. P. 9–13.
111. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer, 2009. 285 p.
112. Kerrich R. Geochemical evidence on the sources of fluid and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits // *Geological Association of Canada Short Course Notes*. 1989. V.6. P. 129–197.
113. Kirk J., Ruiz J., Chesley J. et. al. A major Archean, gold- and crust-forming event in the Kaapvaal Craton, South Africa // *Science*. 2002. V.297. I.5588. P. 1856–1858.
114. Kondratieva L.A., Anisimova G.S. and Kardashevskaja V.N. Types of Tellurium Mineralization of Gold Deposits of the Aldan Shield (Southern Yakutia, Russia) // *Minerals*. 2021. V.11. P.698.
115. 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.
116. Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // *Mineralium Deposita*. 2001. T. 36. №. 6. P. 477–489.
117. Leont'ev V.I., Bushuev V.Y. Ore mineralization in adular-fluorite metasomatites: evidence of the Podgolechnoe alkalic-type epithermal gold deposit (Central Aldan ore district, Russia) // *Key Engineering Materials*. 2017. V.743. P. 417–421.
118. 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.
119. McCoy D., Newberry R.J., Leyer P., DiMarchi J.J., Bakke A., Masterman S., Minehane D.L. In: *Plutonic-related gold deposits of interior Alaska*, *Econ. Geol. Monogr.*, V.9. P. 191–241.
120. Meisel Th., Walker R.J., Morgan J.W. The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle // *Nature*. 1996. V.383. P. 517–520.
121. Newberry R.J., McCoy D.T., Brew D.A. Plutonic-hosted gold ores in Alaska: Igneous vs. metamorphic origins. In: *Proceedings Sapporo international conference on mineral resources of the NW Pacific Rim*, *Res. Geol., Spec. I.V.18*. P. 57–100.
122. Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // *Rev. Mineralogy*. 1986. V.16. P. 491–560.
123. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Redina A.A., Yegitova I.V., Ponomarev J.D., Sergeev S.A., Kravchenko A.A., Ivanov A.I.,

- Sokolov E.P., Kardash E.A., Minakov A.V. U-Pb SIMS and Ar-Ar geochronology, petrography, mineralogy and gold mineralization of the late Mesozoic Amga alkaline rocks (Aldan shield, Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2019. V.109. P. 520–534.
124. Rodionov S.M., Fredericksen R.S., Berdnikov N.V., Yakubchuk A.S. The Kuranakh epithermal gold deposit (Aldan Shield, East Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2014. V.59. P. 55–65.
125. Rudnick R., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry*. 2nd edition. Elsevier. 2014. V.4. P. 1–51.
126. Shanks W. Stable isotope geochemistry of mineral deposits. Amsterdam: Elsevier Ltd, 2014. 85 p.
127. Sillitoe R.H., Thompson J.F.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of Distinction from Orogenic Gold Deposits, 1998, V. 48. I. 4. P. 237-250.
128. Song M., Ding Z., Zhang J., Song Y., Bo J., Wang Y., Liu H., Li S., Li R., Wang B., Liu X., Zhang L., Dong L., Li J., He C. Geology and mineralization of the Sanshandao supergiant gold deposit (1200 t) in the Jiaodong Peninsula, China: A review // *China Geology*. 2021. V.4. P.686–719.
129. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and planetary science letters*. 1975. V.26. I.2. P. 207–221.
130. Thierry R., Kerkhof A.M., Dubessy J. vX properties of CH₄ – CO₂ and CO₂ – N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31 °C and P < 400 bars // *Eur. J. Miner.* 1994. №6. P. 753–771.
131. Yang L., Deng J., Guo R., Guo L., Wang Z., Chen B., Wang X. World-class Xincheng gold deposit: An example from the giant Jiaodong gold province // *Geoscience Frontiers*. 2015. P.1–12.
132. Vikentyev I., Banda R., Tsepin A. et.al. Mineralogy and formation conditions of Potrovelo-Zaruma gold-sulphide vein deposit // *Geochemistry, mineralogy and petrology*. 2005. V.43. P.148–154.
133. Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Yu., Gamyandin G.N., Goryachev N.A., Bortnikov N.S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // *Ore geology reviews*. 2018. V.102. P. 240–259.
134. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V.95. P. 185–187.

Фондовая литература

135. Абрамович М.Л., Синцерова Е.Н., Шахов Г.П. и др. Отчет «Аэрофотогеологическое картирование масштаба 1:50000». Листы О-52-113-В, в, г; -114-В, Г; -125-А, Б, В, Г; -126-А, Б, В, Г; -137-А, Б, В, Г; -138-А, Б, В, Г; -139-А, Б, В, Г; -140-А, в, г; N-52-А, Б, В, Г за 1980-1984

- гг. Партия №10, объект №10 в 2-х томах. Геофлонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ», 1985.
136. Глуховский М.З., Васютина Л.Г., Синцера Е.А. и др. Окончательный отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50000 на территории листов N-52-7-А, Б, В, Г; N-52-19-А, Б, В, Г (партия №1, 1970-1974 гг.) в 3-х томах. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ», 1974.
137. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-52 – Зея. Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.
138. Кукс А.И. Краткая записка о результатах геологопоисковых работ Сутамской ГПП НПУ «Якутзолото» 1939 г. в бассейне р. Сутам. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ», 1939а.
139. Кукс А.И. К вопросу о направлении разведочных работ в бассейне среднего течения р. Сутам. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ», 1939б.
140. Кукс А.И. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Стуам и Гонам. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ», 1939в.
141. Кукс А.И. Геология и полезные ископаемые бассейна верхнего течения рек Альгома и Нуям. (Отчет по работам Альгоминской партии Гынымской экспедиции треста «ЯКУТЗОЛОТО» в 1945 г.). Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ», 1950.
142. Легенда Джугджурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). Составитель: Гурьянов А.В. Главный редактор: Карсаков Л.П. Геолфонды Хабаровского ГГПИ, 1998.
143. Легенда Становой серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). Составители: Петрук Н.Н. Беликова Т.В., Дербeko И.М. Главный редактор: Заблоцкий Е.М. Геолфонды ГПИ «Амургеология», 1998.
144. Легенда Алданской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). Составители: Утробин Д.В., Максимов Е.П., Хотина Е.Б. Редактор: Миронюк Е.П. Картфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ», 2000.
145. Лядин В.И., Зубарев А.Н. и др. Отчет о полистной геологической съемке масштаба 1:50000 в междуречье Алгомы и Гонома (Нингамский район) на листах O-52-126-Б, Г; O-52-127-А, Б, В, Г; O-52-128-А, В по работам 1985 г. Геолфонды ГУП РС(Я) «Сахагеолинформ», 1985.
146. Соколов Е.П., Маланин Ю.А. и др. Отчет о результатах поисковых работ на рудное и россыпное золото масштаба 1:100000 в Верхне-Альгоминском золотоносном районе в 2001–2005 гг. Росгеолфонд, ГУП Сахагеоинформ, ГУП РС(Я) «ЯПСЭ», 2006.

147. Соколов Е.П., Тихонов Е.П. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Прогнозно-ревизионные работы по общераспространенным, строительным и другим полезным ископаемым в зоне влияния железной дороги Улак-Эльга». ГУГГП РС(Я) Якутскгеология, 2012.